Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis).

Mit 2 Tafeln und 1 Textfigur.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt

der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

Hermann Tschopp

aus Waldenburg (Baselland).

Basel
Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
1923

Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis).

Mit 2 Tafeln und 1 Textfigur.

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt

der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

Hermann Tschopp

aus Waldenburg (Baselland).

Basel

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

1923

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. C. Schmidt und H. Preiswerk.

Basel, 29. Juni 1920.

Prof. **W. Matthies,** Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus *Eclogæ geologicæ Helvetiæ,* Band XVIII, Heft 1.

Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis).

Von Hermann Tschopp (Basel-Mexiko).

Mit 2 Tafeln (VI—VII) und 1 Textfigur.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 78
Einleitung 79
A. Geologisch-tektonische Beschreibung 80
a) Geologische und stratigraphische Übersicht 80
b) Tektonische Verhältnisse 91
B. Petrographische Beschreibung 97
I. Die Quarzitgesteine 98
1. Turmalinführende Sericitquarzite 98
2. Grobschiefrige bis plattige Sericitquarzite 99
3. Gneisquarzite 99
4. Graphitoidquarzite 102
II. Die Albitgneise 103
1. Sericitalbitgneise 103
2. Epidotalbitgneise 110
III. Phyllite 116
1. Graphitoidphyllite 117
2. Sismondingranatphyllite 118
3. Sismondinglaukophanphyllite 123
4. Glaukophanphyllite 130
IV. Glaukophanite 132
1. Zoisitglaukophanite 133
2. Granatglaukophanite 139
3. Serizitglaukophanite 142
4. Pistazitglaukophanite 145
V. Glaukophanalbitschiefer 150
1. Chloritglaukophanalbitschiefer 151
2. Granatglaukophanalbitschiefer 157
3. Karbonat- und apatitreiche Glaukophanalbitschiefer . . 159
VI. Albitamphibolite 160
1. Zoisitalbitamphibolite 161
2. Granatalbitamphibolite 166
3. Chloritalbitamphibolite 167
VII. Chloritschiefer 170
1. Epidotchloritschiefer 170
2. Albitchloritschiefer und eigentliche Chloritschiefer . . . 174
C. Über die blauen Natronamphibole der Casannaschiefer 175
D. Die chemischen und genetischen Verhältnisse der Ophiolithe der Casannaschiefer 186

Seite
E. Zusammenfassung 202
F. Tabellen:
I. Analysen 204
1. Gewichtsprozente 204
2. Molekularprozente 204
3. Gruppen- und Projektionswerte nach Osann-Grubenmann 204
II. Projektionswerte nach Osann 205
G. Literaturverzeichnis 205

Tafeln.

I. Geologische Karte des obern Val de Bagnes 1 : 50000.
II. 2 Geologische Längsprofile durch das obere Val de Bagnes 1 : 50000.

Vorwort.

Im August 1918 untersuchte Prof. H. Preiswerk im Auftrage des *Bergbaubureau der Abteilung für industrielle Kriegswirtschaft des Schweizerischen Volkswirtschaftsdepartementes* einige Vorkommen von Topfstein und Asbest im Wallis. Bei dieser Gelegenheit begleitete ich als Assistent Herrn Prof. H. Preiswerk im Val de Bagnes.[1])

Im Anschluss an diese Begehungen unternahm ich auf Anregung von Prof. C. Schmidt die geologische und petrographische Untersuchung der Casannaschiefer im obern Val de Bagnes im Gebiet zwischen Fionney und Grande Chermontane,wo in den Bündnerschiefern die Asbeste von Giétroz und Tzofferay, in den Casannaschiefern der Topfstein von Bonatchesse auftreten. Im Sommer 1919 vervollständigte ich meine Aufnahmen.

Die chemischen Analysen wurden durch Herrn Dr. F. Hinden im chemischen Laboratorium des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Basel ausgeführt.

Bei der Durchführung der vorliegenden Arbeit hatte ich mich der Unterstützung der Herren Prof. C. Schmidt und H. Preiswerk zu erfreuen, wofür ich ihnen zu grossem Danke verpflichtet bin. Herr Prof. A. Buxtorf überliess mir in dankenswerter Weise seine geologische Kartenskizze des oberen Val de Bagnes. Schliesslich danke ich auch Herrn Professor A. Osann in Freiburg für die gütige Durchsicht des chemischen Teiles der vorliegenden Arbeit.

---

[1]) Vergl. „Der Schweizerische Bergbau während des Weltkrieges" von H. Fehlmann. Kümmerly u. Frey, Bern, 1919, p. 192.

Einleitung.

Die erste eingehende Untersuchung des Val de Bagnes verdanken wir H. Gerlach. Im Jahre 1869 veröffentlichte er in den „Neuen Denkschriften der schweiz. naturf. Gesellschaft" seine Arbeit über die *Penninischen Alpen*, begleitet von einer geologischen Karte 1 : 200,000 und einer Profiltafel. In den Jahren 1870/71 erschien die geologische Karte Blatt XXII (Martigny-Aosta) mit erläuterndem Text (Bd. IX der Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz). Aus diesen grundlegenden Arbeiten Gerlachs erwähnen wir als bedeutsam für die Geologie des obern Val de Bagnes die Einführung des Begriffes „Casannaschiefer", ferner die Entdeckung „des Gewölbes von Boussine", d. h. die Aufwölbung von Casannaschiefern im Liegenden der „grauen kalkhaltigen Schiefer" im obern Val de Bagnes.

Die erste petrographische Beschreibung von Glaukophangesteinen des Val de Bagnes verdanken wir Michel Lévy gelegentlich der Untersuchung von erratischen Blöcken des Kantons Genf (vgl. Favre 1879, Lit. 18). Michel Lévy hat schon damals am Glaukophan eines im Bois de Versoix am Genfersee gefundenen erratischen Glaukophangesteins die Eigenschaften der später als „Crossit" bezeichneten Varietät aufgefunden. Ein offenbar ebenfalls aus dem Val de Bagnes stammendes Erraticum beschreibt Stelzner (1883, Lit. 29) als Glaukophan-Epidotgestein.

Die ersten petrographischen Untersuchungen von anstehenden Gesteinen des Val de Bagnes lieferte Duparc in zwei Publikationen (1896, Lit. 11 und 1901, Lit. 12). Die wesentlichen Typen der Casannaschiefer von Val de Bagnes und Val d'Hérens sind von Schmidt in seine Sammlung von Gesteinen der Schweizeralpen (1904, Lit. 25) aufgenommen worden. Das Problem der Entstehung und der Natur der Glaukophangesteine, wie sie in mannigfaltiger Entwicklung innerhalb der „Casannaschiefer" im südwestlichen Wallis auftreten, ist besonders in Vordergrund getreten gelegentlich eines Aufsatzes von Rosenbusch „Zur Deutung der Glaukophangesteine"[1]). Die chemische Natur dieser interessanten Gesteine behandelte Washington[2]) im Jahre 1901 und die Bedeutung dieser Gesteinsart in den Alpen würdigte im Jahre 1902 Franchi[3]).

[1]) H. Rosenbusch, Zur Deutung der Glaukophangesteine. Sitz. Ber. der preuss. Akad. d. Wiss. 1898.

[2]) H. Washington, Chemical study of Glaucophane Schists. Amer. Journ. of Si. 11. Jan. 1901.

[3]) S. Franchi, Contribuzione allo studio delle roccie a glaucofane. Bollet. R. C. Geol. 1902. No. 4.

Im Rahmen der genannten allgemeineren Untersuchungen hat GRUBENMANN (1906, Lit 16) versucht, unsere Gesteine mit theralitischen Magmen in genetischen Zusammenhang zu bringen, während MILCH (Lit. 19) unter Bezugnahme auf die Grubenmannsche Untersuchung dieselben mit „Lamprophyren" in Beziehung bringt. WOYNO (Lit. 37) hat im Jahre 1912, gestützt auf neue Aufsammlungen im Felde, die Untersuchungen GRUBENMANNS weitergeführt.

Tektonisch gehören die Casannaschiefer des Val de Bagnes, ebenso wie diejenigen des Val d'Entremont im Südwesten und diejenigen des Val d'Hérens und des Val d'Anniviers im Nordosten zur *Zone des Grossen St. Bernhard*, zur „nappe (IV) du Grand St. Bernard". In mehrfachen Publikationen hat namentlich ARGAND seit 1905 (Lit. 1—9) die tektonische Stellung dieses Gesteinskomplexes erörtert.

A. Geologisch-tektonische Beschreibung.

a) Geologische und stratigraphische Übersicht.

Das Val de Bagnes besteht, wie schon ein Blick auf die topographische Karte zeigt (vgl. die Blätter Nr. 526 Martigny, 527 Lourtier, 530 Gd.-Combin und 532bis Mont Vélan des Siegfriedatlas), aus einer untern, einer mittlern und einer obern Talstufe, die in ihrer Eigenart durch die lithologische Gestaltung des Untergrundes bedingt sind. Ausgehend von Sembrancher, wo sich die Drance de Bagnes mit der Drance d'Entremont verbindet, treffen wir an den beiden Talseiten zunächst „die mächtige Schichtenreihe der „grauen" kalkhaltigen Schiefer; darauf folgt die schmale Zone der Anthrazit- oder Kohlenbildung und hierauf endlich das äusserst mächtige Gebilde der mehr oder weniger kristallinischen Schiefer (Casannaschiefer)", wie GERLACH eingangs der Beschreibung der „Mittelzone des Grossen St. Bernhard" sagt (Lit. 15, pag. 82). Mit dem Auftreten der Casannaschiefer, die bei Versegères ihre nordwestlichste Grenze erreichen, verengert sich rasch das Tal und schon zwischen Champsec und Lourtier tritt das erste anstehende Gestein an die Drance heran in Form von Fuchsit führenden Serizitschiefern (vgl. Lit. 15, pag. 149). Hierher möchte ich die ungefähre Grenze zwischen dem unteren und mittleren Val de Bagnes verlegen. Während die Drance in ihrem Unterlaufe rein aufschüttend wirkt und mit ihren Alluvionen einen ansehnlich breiten Talgrund schafft (Sembrancher 720 m ü. M., Chable 835 m, Versegères 888 m), erlangt sie von Champsec an talaufwärts

ein bedeutend stärkeres Gefälle (Champsec 910 m, Lourtier 1050 m, Lavintzie 1230 m, Fionney 1500 m, SW Vasevay 1580 m). Auf der ganzen Erstreckung des mittleren Val de Bagnes zwischen Champsec und Vasevay durchquert die Drance nur Casannaschiefer. Zirka 800 m südöstlich Bonatchesse (vgl. Beilage 1) durchbricht sie in enger Schlucht die Dolomite und dolomitischen Kalke von Vasevay, womit das mittlere Val de Bagnes seinen Abschluss erreicht. Für die Verteilung der verschiedenen Arten der Casannaschiefer verweise ich auf die der Arbeit Woynos (Lit. 37, pag. 143) beigegebene Kartenskizze[1]). Ich mache aber noch besonders darauf aufmerksam, dass sowohl anschliessend an die triassischen Serizitquarzite im NW von Versegères[2]) als auch auf die dolomitischen Kalke und Dolomite von Vasevay im SE zuerst Serizitphyllite (feinschieferige Serizitquarzite z. T.), darauf Sismondinphyllite folgen. Letztere bilden gewöhnlich eine mehrere hundert Meter mächtige Zone und leiten zur Hauptserie der Casannaschiefer über (Sericit-Albitgneise mit zahlreich eingelagerten Ophiolithen[3])).

Mit dem Dolomitriegel von Vasevay treten wir in das obere Val de Bagnes ein und damit in unser näheres Untersuchungsgebiet (Tafel 1).

In mehreren, teilweise recht tiefen Schluchten (SW Vasevay, Mauvoisin, Pte. Chermontane, Boussine, Lancey) erreicht hier die Drance ihr stärkstes Gefälle (SW Vasevay 1580 m, Torrembey 1801 m, Schlucht von Pte. Chermontane Nordende 1833 m, Lancey 2000 m, Gletschersee von Crête sèche 2400 m). Talabwärts folgen auf die Schluchten durchwegs kleinere Talerweiterungen mit den deutlich erkennbaren Erosionsresten älterer Dranceterrassen.

Der Dolomitriegel von Vasevay baut sich vorwiegend aus dünnplattigen, blaugrauen Dolomiten auf, die N 50° E streichend mit ca. 45° unter die nördlich vorgelagerten Phyllite

---

[1]) Woyno's Absicht, sämtliche Typen der Casannaschiefer zu kartieren, scheiterte am grossen Gesteinswechsel, dem alle Glieder sowohl lateral als auch vertikal unterworfen sind. Woyno's Kartenskizze macht darum keineswegs Anspruch auf Vollständigkeit, wie Woyno selbst dazu bemerkte (lit. 40, pag. 152). Tatsächlich konnte ich mich des öfteren von der Unzulänglichkeit dieser Kartenskizze überzeugen, an deren Hand ich die Casannaschiefer des mittleren Val de Bagne zu studieren versuchte.

[2]) Diese werden gegenwärtig wieder bei der Lokalität Bordon auf Serizit (Ersatz für Talk) abgebaut.

[3]) Als Ophiolithe fasse ich im folgenden zusammen die Gesamtheit der den Casannaschiefern eingelagerten Glaukophanite, Glaukophanalbitschiefer, Albitamphibolite, Epidotchloritschiefer und Chloritschiefer (IV bis VII).

einfallen. Grobkörnige, etwas dunklere dolomitische Kalke vermitteln den Übergang zu schwarzen, mürben Kalkschiefereinlagerungen, deren Mächtigkeit maximal bis 5 m ca. ansteigt. Am Wege, der gegen Mazériaz hinaufführt, lassen sich diese letzteren bequem beobachten und als weithin sichtbares dunkles Band an beiden Talseiten streckenweise verfolgen. Nach S werden sie von Dolomiten und dolomitischen Kalken unterteuft, so dass ich sie als teilweise ausgequetschten Muldenkern der Triasmulde von Vasevay deuten möchte. Daran schliessen nach S dünnschiefrige bis feinplattige Serizitquarzite, die aus Analogie mit anderen Vorkommen, speziell mit denen im Gebiet von Torrembey und mit denen der Alpe du Crêt usw. in die oberste Zone der Casannaschiefer zu stellen sind. Ihrer leicht verwitternden Gesteinsbeschaffenheit verdankt die Weitung von Mazériaz ihre Entstehung. Die Quarzite streichen auf der linken Talseite erst N 20°—30° E, weiter südlich nehmen sie allmähliches N–S-Streichen an. Gegen die Brücke von Mauvoisin (Pkt. 1698) hin durchquert man südlich der Weitung neuerdings Dolomite und dolomitische Kalke. Diese reichen nahezu bis auf die Höhe des Querriegels von Mauvoisin (1824 m) hinauf, an dessen Aufbau die quer zum Tale streichenden, fast senkrecht gestellten Serizitquarzite von Mauvoisin den Hauptanteil nehmen. Der Übergang von den Dolomiten und dolomitischen Kalken zum Serizitquarzit vollzieht sich durch allmählich überhandnehmende, schichtweise Einlagerungen von feinen Lamellen oder dünnen Bänkchen, von Serizitquarzit im Dolomit. So bildet sich allmählich nach dem vollständigen Austreten des Dolomitmateriales der massige Serizitquarzit, auf dem das Hôtel Mauvoisin steht. Lokal tritt der Serizitquarzit auch in einer dünnplattigen Ausbildungsform auf, die sich von derjenigen der Serizitquarzite von Torrembey–Vingt Huit (vgl. weiter unten pag. 87—88) nur durch eine geringere Albitführung unterscheidet. Der Habitus der kompakten Serizitquarzite kann erklärt werden aus einer seitlichen Zusammenpressung, der alle Gesteine des Querriegels unterworfen waren. Die dadurch hervorgerufenen Stauchungserscheinungen sind in einer Feinfältelung mit vertikal stehenden Faltenachsen ausgeprägt (*Moirétextur*), die besonders an den rundhöckerartig abgeschliffenen Quarziten sowie an den aus den dolomitischen Kalken herauswitternden Serizitquarzitbänkchen sehr schön erkennbar ist.

Dem Serizitquarzit von Mauvoisin ist in seinem westlichen Teile ein bis 40 m mächtiger Komplex von schwarzen, leicht verwitternden Kalkschiefern eingelagert, der gegen die

Dranceschlucht hin rasch in zwei, noch am Wege sichtbare schmale Keile ausmündet. Es handelt sich dabei um typische Kalkschiefer mit den für unser Gebiet charakteristischen dunkeln, feinblätterigen Kalkphylliten mit blauschwarzen Glimmerhäuten. Untergeordnet und nur randlich sind diese Kalkschiefer von brecciösem Aussehen, wobei sie nicht selten aufgearbeitetes dolomitisches Material führen.

Zwischen dem Hôtel von Mauvoisin und der gegenüberliegenden Kapelle bilden Kalkschiefer von der gleichen Ausbildung eine sanfte hohlkehlenartige Depression im Gelände. Zwischen sie und den vorerwähnten Serizitquarzit schieben sich auf der rechten Schluchtseite wenig mächtige Dolomite ein, die auf der linken Talseite ausgequetscht erscheinen. Die Kalke, auf denen die Kapelle steht und die südwärts an die oben genannten Kalkschiefer anschliessen, sind dolomitisch und führen zahlreiche Serizitquarzitbänkchen, so besonders bei der Kapelle. Ich rechne sie noch der Trias zu. Ihr Übergang in die südlich angrenzenden Kalkschiefer vollzieht sich allmählich, was ihre genaue Abgrenzung bedeutend erschwert.

Sowohl die Dolomite als auch die Serizitquarzite von Mauvoisin tauchen in ihrem seitlichen Fortstreichen beiderseits rasch unter Bergsturzmaterial und Gehängeschutt. Jenseits der Schuttbedeckung findet man auf der linken Talseite — am Fusse der fast senkrecht abstürzenden Felswände, auf die Serizitquarzite von Mazériaz folgend, zunächst eine schmale Zone von Dolomiten und dolomitischen Kalken, die sich ausser durch die Serizitquarziteinschaltungen noch besonders durch das Auftreten von teils rundlichen, teils langgezogenen Brocken von dolomitischem und kalkigem Material auszeichnen. Eine derartige Ausbildung der Trias beobachtete ich mehrfach an Stellen, wo die Trias ausgequetscht wurde. Ich werde weiter unten auf ähnliche Erscheinungen zurückkommen. Diese gequetschte Trias scheint mit den Dolomiten und dolomitischen Kalken der Brücke von Mauvoisin zu korrespondieren und wird in ähnlicher Ausbildung auch auf der rechten Talseite getroffen. Hier folgen auf sie zunächst einige Meter Serizitquarzite, die den Mauvoisinquarziten entsprechen dürften, und darauf die Kalkschiefer des Mont Pleureur (3706 m), auf der linken Seite hingegen direkt die Kalkschiefer des Pierre à Vire (2385 m). Ob und inwieweit diese Kalkschiefer noch Trias führen, konnte ich infolge der Unzugänglichkeit der jähen Felsabstürze nicht entscheiden. Angesichts der Tatsache aber, dass auf beiden Talseiten im Gehängeschutt öfters

Bruchstücke von dolomitischen Kalken gefunden werden, erscheint wohl die Annahme berechtigt, dass die dolomitischen Kalke, auf denen die Kapelle von Mauvoisin ruht, in den Kalkwänden des Mont Pleureur bzw. des Pierre à Vire eine teilweise Fortsetzung finden. Folgen wir nun dem Wege, der gegen Torrembey führt, so beobachten wir den raschen Übergang des NW-Einfallens der Kalkschiefer durch vertikal stehende Schichten in das SE-Einfallen (N-Schenkel der Mulde von Giétroz). Dieses verflacht sich immer mehr, bis ungefähr an der Stelle, wo die vom Glacier de Giétroz ca. 600 m hoch herabstürzenden Eisblöcke sich zu einem ca. 20 m hohen Eiskegel regenerieren, in der Horizontallage die grösste Muldentiefe erreicht wird. Gegen Torrembey hin steigen die Kalkschiefer wieder langsam gegen SE an (S-Schenkel der Mulde von Giétroz) und bilden in gewaltiger Mächtigkeit die steil abstürzenden Felshänge des Tournelon blanc (3712 m) und des Mont Rouge (3427 m). Auf einer Höhe von ca. 2400—2800 m führen sie zwischen Giétroz und Alpe Tzofferay einen meist doppelten, lokal auch dreifachen Zug von Serpentin- und Grünschieferlinsen. Diese werden auf der gegenüberliegenden Talseite zwischen La Liaz und Zessetta nur vereinzelt angetroffen, hingegen finden sie in den zwischen den Casannaschiefern von Lancey und der Arolla-Serie der Pte. d'Otemma gelegenen Kalkschiefern von Chanrion wieder eine reiche Verbreitung. Ob dem „G" von Giétroz wird der Serpentin von einem 50—80 m mächtigen Komplex von vorwiegend Rauchwacke neben wenigen Dolomitbänken unterteuft. Auch die südlicher liegenden Serpentinlinsen weisen nicht selten eine wenig mächtige Rauchwacken- und Dolomitunterlage auf. Es sei hier noch erwähnt, dass die Serpentine öfters von bis handbreiten *Asbestadern*[1]) durchtrümt werden, so besonders auf Alp Giétroz und Tzofferay, wo an einer Stelle der Serpentin neben Asbest randlich auch feinfilzigen bis asbestisierten *Nephrit*[2]) führt.

Kehren wir nun wieder in die Talsohle von Torrembey zurück, so sehen wir die Trias knapp südlich von Pkt. 1801 emportauchen. Sie beginnt hier mit dolomitischen Kalken, denen Linsen und Bänke von grob- bis mittelkörnigen Kalzit-, Glimmerkalzit- und Dolomitmarmoren eingelagert sind und die nach unten in scheinbar konglomeratische Bildungen über-

[1]) Im August 1918 wurde auf Alpe Giétroz und Tzofferay von den Eternitwerken Niederurnen auf Asbest geschürft.

[2]) Die Fundstelle ist in der geologischen Karte mit einem Andreaskreuz angegeben.

gehen. Bei näherer Betrachtung zeigen diese letzteren ganz den Charakter eines tektonischen Reibungsproduktes. In einem glimmerreichen Kalzitzement liegen zahlreiche rundliche oder parallel der Schieferung ausgezogene Einschlüsse von körnigem bis dichtem, blaugrauem Kalzit- und Dolomitmarmor. Daneben beobachtet man auch grössere Linsen von zuckerkörnigem dolomitischem Kalk mit feinen Kalzitadern und bis mehrere Millimeter grossen Quarzbipyramiden, ebenso flachgedrückte Brocken von grauen Dolomiten und Kalkschiefern, sowie Lagen und Bruchstücke von massigem Quarzit, seltener von Serizitquarzit. Gegen die Triasunterkante hin rekrutieren sich die Einschlüsse mehr und mehr aus dem Material der unterteufenden Casannaschiefer. Flasern und meterlange, schmale Linsen von chloritisierten Ophiolithen wechseln mit solchen von tonerdereichen Serizitalbitgneisen. Einzelne härtere Einschlüsse wittern aus der Gesteinsoberfläche hervor. Aus der Natur der Einschlüsse, die sowohl aus dem aufgearbeiteten Material der Dolomite, dolomitischen Kalke und Marmore sowie der hangenden Kalkschiefer und der liegenden Casannaschiefer stammen, müssen wir notwendigerweise auf ein „*tektonisches Konglomerat*" schliessen (vgl. Lit. 15, pag. 116). Ihre Bildung ist uns leicht verständlich in Anbetracht der starken Dislokationsbewegungen zwischen Casannaschiefern und Kalkschiefern, wobei die Trias teilweise die Rolle eines tektonischen Schmiermittels spielte und an den stärkstgepressten Stellen eine brecciöse Form annahm. Die hellgelben „konglomeratischen" Triasbildungen, wie sie südlich Pkt. 1801 anstehen, bilden auf beiden Talseiten ein langsam gegen Süden ansteigendes Band, das immer mehr an Mächtigkeit verliert und schliesslich ganz auskeilt. Ungefähr ob dem zweiten „t" von Pte. Chermontane ist es auf kaum einen Meter Mächtigkeit reduziert und setzt knapp südlich davon, abgesehen von kleineren, öfters wiederkehrenden Fetzen, vollständig aus. Parallel mit ihrer abnehmenden Mächtigkeit werden diese „konglomeratischen" Bildungen, von einer gelbbraun anwitternden, oft bis 30 m mächtigen Breccie überlagert, die neben Triasmaterial bald weniger, bald mehr Kalkschiefermaterial enthält und im letzteren Falle den Namen Dolomit-Kalkschieferbreccie verdient. Ausser durch ihre dunkelbraune Farbe, die sie von den hangenden grauen Kalkschiefern schon auf grosse Entfernung hin leicht trennen lässt, unterscheiden sie sich von den „konglomeratischen" hellgelben Triasbildungen durch das nur untergeordnete Auftreten von Casannaschiefermaterial und durch das vollständige Zurücktreten der zucker-

körnigen dolomitischen Kalke und der hellgrauen Marmorbrocken. Beide Ausbildungsarten habe ich im Felde zusammenfassend stets als Trias kartiert.

Die gleichen Verhältnisse herrschen auch auf der rechten Talseite. Während aber hier die Triasbildung in nahezu ununterbrochenem Verlaufe stets an der Basis der langsam ansteigenden Kalkschieferflühe sich ausdehnen und südwestlich Pkt. 2626 auf ca. 2450 m Höhe ihre höchste Lage erreichen, um dann gegen das Kalkschiefergebiet von Chanrion hin wieder absteigend und stellenweise auskeilend schliesslich unter dem Glacier du Mont Durand zu verschwinden, — ist dagegen die Lagerung der Trias auf der Alpe Zessetta ziemlich verworren. Ein Blick auf die geologische Karte vermag die durch Einfaltung von Kalkschiefern bedingten Verhältnisse weit besser zu zeigen als jede Beschreibung. Im Hintergrunde des Glacier de Zessetta erkennt man mit dem Feldstecher ca. 30—40 m über der Gletscheroberfläche das gelbbraune Triasband wieder, das nach Süden und Norden hin unter die Eismassen eintaucht. An den vom Tour de Boussine nach Osten abfallenden Felskämmen erscheinen die Casannaschiefer direkt von den Kalkschiefern überlagert. Auf der Alpe Grande Chermontane hingegen stellen sich zwischen Kalkschiefer und Casannaschiefer nochmals schmale, ausgequetsche Lagen von aufgearbeitetem Triasmaterial ein.

Gegenüber den soeben beschriebenen Triasbildungen, deren Gesamtheit ich im folgenden stets als „*Decktrias*" bezeichnen werde, bestehen die Triasschichten von Vingt-Huit, die beim „on" von Pte. Chermontane die Dranceschlucht durchqueren, nur aus dünnplattigen, blaugrauen Dolomiten und dicker bankigen, hellgelben, zuckerkörnigen dolomitischen Kalken mit feinsten Kalzitadern. Sowohl die Dolomite als auch die dolomitischen Kalke zeigen ganz dieselbe Ausbildung wie die Triasschichten von Vasevay und Mauvoisin und entsprechen auch vollkommen gewissen Einschlüssen der „konglomeratischen" Decktrias von Torrembey.

Oberhalb der Schlucht auf der linken Talseite verbirgt uns bald einsetzende Schuttbedeckung den weitern Verlauf der Triasschichten. Auf der *Alpe Vingt-Huit* hingegen trifft man sie wieder in der in ihrem Streichen liegenden Runse auf ca. 2000 m Höhe. Ihre Mächtigkeit hat hier allerdings eine Reduktion auf ca. 30 m erfahren, im übrigen aber zeigen sie eine ähnliche Aufeinanderfolge von Dolomiten und dolomitischen Kalken, wie sie uns das Profil aus der Schlucht kennen gelehrt hat. Merkwürdigerweise wird hier die Grenze

gegen die häufig graphitoidführenden, quarzreichen Serizitphyllite bis Serizitquarzite der Casannaschiefer von einer bis 2 m mächtigen Breccie eingenommen. Sie besteht in der Hauptsache aus Brocken, Linsen und Lagen von zuckerkörnigen, dolomitischen Kalken, Dolomitmarmoren und massigem Quarz usw. Es handelt sich scheinbar um eine der „konglomeratischen" Decktrias von Torrembey analoge Bildung. Steigt man im Streichen der Trias den steilen Hang empor, so beobachtet man ein immer stärkeres Umbiegen der Schichten nach SE unter gleichzeitiger Verminderung ihrer Mächtigkeit. Auf ca. 2020 m Höhe geht das Streichen in N 10° W über bei einem Einfallen von ca. 20° gegen das Berginnere und beim Bächlein, das den Abfluss der Lacs de Tzofferay bildet, verschwindet der letzte Rest der Trias, unter- und überlagert von Serizitalbitgneisen, als eine stark brecciöse, kaum 30—40 cm breite Lage unter Gehängeschutt und Bergsturzmaterial. Ob die Triasschichten in ihrem weiteren Verlaufe zwischen den Casannaschiefern auskeilen oder ob sie mit den ungefähr in ihrem Streichen liegenden, von zahlreichen Rutschharnischen durchsetzten Serizitquarziten der hangenden Casannaschiefer in Beziehung stehen — Fragen, die für die tektonische Deutung dieser Trias von eminenter Wichtigkeit sind — kann infolge der Schuttbedeckung nicht mit Sicherheit entschieden werden (vgl. weiter unten pag. 95).

Im Anschluss daran sei schliesslich noch der vollkommen in den Casannaschiefern schwimmende Triaskomplex ob den Alphütten von Pte. Chermontane erwähnt. Die Ausbildung dieser Trias ist mit derjenigen der Schlucht von Pte. Chermontane vollkommen identisch. Während dieses Triasrelikt an seiner nördlichen Begrenzung wie an einer Verwerfung plötzlich abschneidet, geht es südwärts in einen Breccienkeil über, der mit demjenigen auf der Alpe Vingt-Huit grosse Ähnlichkeit besitzt. Das Streichen dieser Trias mit N 20° W zeigt allerdings nicht auf die Trias der Schlucht, was bei dem starken Wechsel des Streichens der Triasschichten von Vingt-Huit nicht merkwürdig erscheint. Trotzdem aber muss sie als deren Fortsetzung gedeutet werden.

Das Liegende der Decktrias wird durch die Casannaschiefer gebildet, zu denen wir uns im folgenden nun noch zu wenden haben. Im Gebiet von Torrembey bei ca. 1800 m Höhe beginnend, schwach gegen Süden aufsteigend, wölben sie sich unter dem Gd. Combin bis zu einer Höhe von ca. 2800 m empor. Direkt die Trias unterteufend, finden sich fast durchwegs hellgrüne, plattige Serizit- und Gneisquarzite, wie sie

besonders ob Pte. Chermontane und auf der oberen Alpe Vingt-Huit in guter Entwicklung studiert werden können. Auf ihre Ähnlichkeit mit den Mazériaz- und Mauvoisinquarziten habe ich schon anlässlich deren geologischen Beschreibung aufmerksam gemacht. Vereinzelt werden diese Quarzite durch serizitreiche, oft karbonatführende, verworren flaserige, helle Gneisquarzite und Gneise ersetzt, wie z. B. in der Talsohle von Torrembey. Ob den Hütten von Torrembey auf ca. 2030 m Höhe finden sich lokal feinblätterige, turmalinführende Serizitquarzite an der Basis der gewöhnlichen Serizitquarzite. Im Gebiet von Lancey bilden wenig mächtige Gneisquarzite die obersten Horizonte und zwischen dem Zessetta- und Durandgletscher sind es quarzreiche Phyllitgesteine mit Lagen von Graphitoidquarziten, welche die hangenden Kalkschiefer unterteufen.

Schon eine flüchtige Orientierungstour durch das Casannaschiefergebiet des obern Val de Bagnes zeigt uns mit Deutlichkeit, dass die Casannaschiefer nördlich[1]) der Trias von Vingt-Huit-Chermontane, bzw. über derselben, gegenüber den südlich daran anschliessenden hinsichtlich der auftretenden Gesteinstypen bedeutende Unterschiede aufweisen. Im nördlichen Teil gehen die Serizite durch Albitaufnahme nach unten in Gneisquarzite über und diese letzteren, gewöhnlich ohne scharfe Grenze, in chlorit- und glaukophanführende Gneise mit mannigfachen Ophiolitheinlagerungen[2]). Letztere bauen vorwiegend den Nordteil der Schlucht sowie die links und rechts darüber befindlichen Felsköpfe auf. Unter diesen Ophiolithen sind für das nördliche Gebiet die Pistazitglaukophanite, Glaukophanalbitschiefer und Epidotchloritschiefer charakteristisch, überhaupt Gesteine, wie sie besonders in den Gneisgebieten des mittleren Val de Bagnes vertreten sind.

Anders liegen hingegen die Verhältnisse im *südlichen* Teil bzw. unterhalb der Trias von Vingt-Huit. Hier treten die Gneise stark zurück, dafür erlangen graphitoid-, sismondingranat- und glaukophanführende Phyllite die Vorherrschaft. Die Ophiolithe, die uns hier in zum Teil für das Val de Bagnes neuen Typen entgegentreten, wie z. B. die Granat-, Serizit-, Zoisitglaukophanite, die Zoisitalbitamphibolite usw., scheinen sich besonders in den unteren Teilen der Casannaschiefer anzureichern. Es ist jedoch unmöglich, eine bestimmte, ophiolith-

[1]) „Südlich" und „nördlich" beziehen sich stets auf die Trias von Pte. Chermontane-Vingt-Huit.

[2]) Auf ihr spezielleres Auftreten wird bei der jeweiligen petrographischen Beschreibung aufmerksam gemacht werden.

reiche Zone auszuscheiden. Die Lagerung der Ophiolithe ist stets konkordant mit dem Nebengestein. Abgesehen von ganz kleinen, untergeordneten Apophysen, die als Einquetschungen ins Nebengestein aufgefasst werden können, konnte ich ein durchgreifendes, gangförmiges Auftreten nirgends mit Sicherheit feststellen. Wo die Ophiolithe mit scharfen Grenzen gegen das Nachbargestein absetzen, möchte man an die Intrusion von Lagergängen denken, wo hingegen der Kontakt durch einen kontinuierlich stattfindenden Übergang oder aber durch zahlreiche Wechsellagerungen mit dünnen Ophiolithlagen und -schnüren mit den begleitenden Sedimenten verwischt ist, ist die Annahme einer Extrusion mit anschliessender Tuffbildung naheliegender.

Es sei schliesslich noch besonders darauf hingewiesen, dass im nördlichen Teil des Casannaschiefergebietes der „Coupole de Boussine" Phyllite höchst untergeordnet, Graphitoidquarzite überhaupt nicht aufzutreten scheinen. Wir können somit das Gebiet nördlich bzw. oberhalb der Trias von Vingt-Huit–Pte. Chermontane füglich als *das Gebiet der vorherrschenden Gneise* und das südlich davon gelegene als *das Gebiet der vorherrschenden Phyllite* bezeichnen. Diese lithologische Assymmetrie auf primäre Faziesunterschiede zurückführen zu wollen, ist angesichts der beschränkten Ausdehnung des gesamten Casannaschiefergebietes des oberen Val de Bagnes wohl nicht berechtigt. Viel leichter lassen sich diese Verhältnisse durch den tektonischen Aufbau des Gebietes sowie durch die verschiedene stratigraphische Stellung der nördlichen und südlichen Casannaschiefer erklären, wovon noch später die Rede sein wird.

Jeder genaue *stratigraphische Gliederungsversuch* der Casannaschiefer des mittleren Val de Bagnes muss an ihren stark gestörten Lagerungsverhältnissen scheitern. Auch für die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes trifft dies zu einem grossen Teil zu, da sie tektonisch nicht ein ziemlich einfaches Gewölbe darstellen, wie man bis anhin glaubte (vgl. auch das Profil von Gerlach, Lit. 15). Immerhin lassen sich aus der geologischen Verteilung der Hauptgesteinstypen doch einige wichtige Schlüsse auf ihre stratigraphische Stellung ziehen.

Das stete Gebundensein der Serizit- und Gneisquarzite der Casannaschiefer der „Coupole de Boussine" an deren oberste Horizonte findet sein Analogon in den vornehmlich auf die Süd- und Nordgrenze der Casannaschiefer des mittleren Val de Bagnes beschränkten Serizitquarzite von Chamsec-Lourtier bzw. Mazériaz-Mauvoisin, sowie in den den oberen Höhen-

regionen des Val de Bagnesfächers (Alpe du Crêt, Brussoney usw.) angehörenden Quarzitgesteinen. Wegen ihres innigen Verbandes mit den übrigen Casannaschiefern im obern Val de Bagnes sowie infolge des kontinuierlichen, durch zahllose Serizitquarziteinlagerungen sich vollziehenden Überganges in die Kalkdolomittrias (mittel-obertriassisch?) möchte ich sie für *permisch bis untertriassisch* halten. Auf die Serizitquarzite folgen sowohl südlich Bonatchesse als auch bei Laventzie mächtige Zonen von Phylliten, unter denen Sismondinphyllite die Hauptrolle spielen. Das Fehlen einer mächtigen Phyllitserie im Liegenden der Serizit- und Gneisquarzite von Torrembey-Vingt-Huit kann nur tektonisch bedingt sein. Die Sismondinphyllite von Vingt-Huit–Boussine wechsellagern zum Unterschiede der andern Phyllitvorkommen[1]) des Val de Bagnes mit zahlreichen Linsen und Lagen von Graphitoidquarziten mit einem maximalen Graphitoidgehalt bis zu 4% ca. Diese graphitoidführenden Einlagerungen können als genügender Nachweis für das karbonische Alter dieser Phyllite gelten.

Zwischen der nördlichen und südlichen Phyllitzone des mittleren Val de Bagnes dehnt sich die Hauptmasse der chlorit- und glaukophanführenden Serizitalbitgneise mit ihren reichen Ophiolitheinlagerungen aus. Im oberen Val de Bagnes liegen die Gneise den Phylliten nordwärts vorgelagert.

Die im mittleren Val de Bagnes herrschenden Verhältnisse mit denjenigen des oberen Val de Bagnes kombinierend, gelange ich zur Aufstellung folgender stratigraphischer Stufenfolge:

1. Stufe der *Serizitquarzite*, nach unten gewöhnlich in Gneisquarzite übergehend. Alter: Untere Trias-Perm.

2. Sufe der vorwiegenden *Phyllite*, in ihren höheren Horizonten mit Graphitoidquarziten. Charakteristische Ophiolitheinlagerungen: Zoisit-, Serizit-, Granatglaukophanite und Zoisitalbitamphibolite. Alter: Karbon (?).

3. Stufe der vorwiegenden *Serizitalbitgneise* (chlorit- und glaukophanführend). Hauptmasse der Casannaschiefer. Charakteristische Ophiolitheinlagerungen: Pistazit- und Crossitglaukophanite, gewöhnliche Glaukophanalbit- und Epidotchloritschiefer. Alter: Karbon-Präkarbon.

Mit diesem Versuch einer vertikalen Einteilung der Casannaschiefer stimmen auch die Beobachtungen von Gerlach (Lit .15) und Argand (Lit. 2) überein, die beide den lateralen und vertikalen Übergang des anthrazitführenden Karbons der

[1]) Dunkle graphitoidführende Phyllite sind nur innerhalb der Phyllite von Bonatchesse spärlich vertreten.

„zone carbonifère dite axiale" in die Casannaschiefer des mehrfachen nachgewiesen haben. In ihren Grundzügen deckt sich meine Gliederung besonders mit der Auffassung von ARGAND (pag. 16 loc. cit.), der die Gesamtheit der Casannaschiefer als präkarbonisch bis untertriassisch betrachtet und speziell die Graphitoidphyllite vom Brunegg-, Weiss- und Mettelhorn (Westgrenze der Rückstaufalte der Michabel) als karbonisch und die sie überlagernden feinblättrigen Serizitquarzite als permisch bis untertriassisch erklärt. Auch TERMIER (Lit. 35, pag. 4) rechnet die Casannaschiefer des südwestlichen Wallis seiner „deuxième série cristallophylienne formée par le houillier et le Permien" zu.

Die „mise en place" der Ophilithe scheint während der Karbonzeit stattgefunden zu haben und dürfte bei Beginn des Perms bereits abgeschlossen gewesen sein. Wenigstens gelang es mir nie, Ophiolithe noch innerhalb der Serizitquarzite anzutreffen, ebenso ist auch der die Trias überlagernde Kalkschieferkomplex in einem 200 m Mächtigkeit übersteigenden unteren Komplex vollkommen steril. Erst die darüber befindlichen Kalkschiefer führen in zwei bis drei ganz bestimmten Horizonten neben vorwiegend Serpentin auch Ophiolitheinlagerungen. Diese sind aber von denen der Casannaschiefer in ihrer petrographischen Zusammensetzung vollständig verschieden, so dass an eine gleichzeitige Entstehung nicht gedacht werden kann.

Über die Art der Entstehung der Eruptiva siehe unter Chemismus (pag. 200 ff.).

b. Tektonische Verhältnisse.

Mit der Tektonik des Val de Bagnes hat sich erstmals GERLACH beschäftigt. Die in Lit. 5 gegebene Darstellung eines Längsprofiles durch das ganze Val de Bagnes von der Pointe d'Otemma bis in das Rhônetal ist in seinen Grundzügen auch heute noch gültig. Die Fächerstellung der Casannaschiefer des mittleren Val de Bagnes hat GERLACH richtig erkannt. Er sagt hierüber: „was das Auffallendste ist, aus dem flach verschobenen Sattel der ältern metamorphischen Schiefer des Eringertales ist in der Kette des Val de Bagnes ein deutlicher Fächer geworden" (Loc. cit. pag. 125) und etwas später: „In der Talsohle von Boussine taucht unter dem Glanzschiefer nochmals ein Gewölbe älterer metamorphischer Schiefer hervor." Von den Mauvoisinquarziten sagt Gerlach in Lit. 15, pag. 111: „Das Lagerungsverhältnis ist schwer zu entziffern."

Die einzigen tektonischen Untersuchungen im Val de Bagnes, die vom Standpunkt der modernen Alpentektonik ausgehen, verdanken wir bis jetzt Stella, Lugeon und Argand. Stella (Lit. 27) zeichnet in seinen Profilen durch die penninischen Alpen die Casannaschiefer durchwegs als ein einfach gebautes Gewölbe = „Cupola di Bussine", die er mit der „Cupola di Arceza" (Piemont) in Parallele stellt. Eingehender behandelt das tektonische Problem der penninischen Casannaschiefer Argand in mehreren kleineren Arbeiten (Lit. 1, pag. 9), die bei der Behandlung von vorwiegend regional-tektonischen Problemen meist auch die tektonischen Verhältnisse speziell des Val de Bagnes berühren. Es dürfte darum angebracht sein, seine tektonische Auffassung kurz zu skizzieren.

Bekanntlich fasst Argand die Fächerfalte des Val de Bagnes als Stirne der St. Bernharddecke auf, begrenzt an ihrem Aussen- und Innenrande von mesozoischen Sedimenten, nämlich von der „zone de Sion–Val Ferret" bzw. „Turtmann–Col de Selarioli" im N und von der „zone du Combin" im S. Die Fächerfalte besteht auf Schweizergebiet aus einer Sammelserie prätriassischer kristalliner Schiefer mit reichlichen Ophiolitheinlagerungen — den Casannaschiefern von Gerlach im W und SW — und den Berisalgneisen und Berisalschiefern von Schmidt im E. In ihrem Nordteile wird die Fächerfalte gebildet durch die mannigfachen „Digitations externes de la nappe du St. Bernard", also durch die „zone houillère axiale" der französischen Geologen, in ihrem Südteil hingegen durch die „plis en retour du Val de Bagnes"[1]), wie sie in ähnlichem Ausmass auch im Val des Dix, in grossem Masstabe hingegen in den „plis en retour de la Michabel et de Valsavaranche" vorliegen. (Vgl. „Essai de carte structurale, carte spéciale No. 64" und „Les grandes plis couchés des alpes pennines" Profil Nr. 27.) Die ganze Bernharddecke schwimmt auf der mesozoischen Synklinalzone von Turtmann Colle de Selarioli und die zwischen Champsec und Varsevay gelegene Fächerfalte für sich auf der Synklinalzone Chègne (Val d'Hérens) Vingt-Huit. Diese letztere kommt bei Vingt-Huit als „*fenêtre de Vingt-Huit*" wieder zum Vorschein. Hier nimmt Argand die - nach meinen eigenen Untersuchungen auf ca. 200 m Mächtigkeit reduzierte — Wurzel der eben genannten, im mittleren Val de Bagnes selbst ca. 8 km breiten Fächerfalte Champsec-Vasevay an (vgl.

[1]) Als Ursache der Rückstaufaltenbildung nimmt Argand die Überschiebung der Dent-Blanche über die Bernharddecke und besonders die Unterschiebung der Monte Rosa-Decke zwischen Dent-Blanche und Bernharddecke an.

Argands Profil Nr. 27). Diese gewölbeartig aufgepresste Wurzelzone bildet ARGANDS „coupole de Boussine".

Es würde ausserhalb des Rahmens unserer Arbeit liegen, auf die Gesamttektonik der Bernharddecke an dieser Stelle näher einzutreten. Hier interessieren in erster Linie die „plis en retour du Val de Bagnes" und ihre Beziehung zur „Coupole de Boussine". Als „plis en retour" oder Rückstaufalten kommen im Val de Bagnes in Betracht einerseits die nordwärts einfallenden Isoklinalfalten zwischen Fionney und Vasevay, andererseits die Deckfalten von Mazériaz bis Lancey.

Das tatsächliche Vorliegen von nach Süden zurückgebogenen Isoklinalfalten, also von Rückstaufalten in den nordwärts einfallenden Casannaschiefern zwischen Fionney und Vasevay, ergibt sich aus dem Vorhandensein von mesozoischen Sedimenten am Glacier de Corbassière, an der Rosa blanche, sowie an der Pointe du Crêt, die als teilweise noch erhalten gebliebene mesozoische Muldenkerne angesehen werden können.

Hinsichtlich der im obern Val de Bagnes herrschenden Verhältnisse bin ich zu einer etwas andern Auffassung gelangt als sie ARGAND im Profil Nr. 27 der „Les grands plis couchés des Alpes pennines" zum Ausdruck bringt. Die Casannaschiefer von Mazériaz betrachte ich als eine teilweise von ihrer Wurzel abgequetschte, im Gebiet von Mazériaz untertauchende Rückstaufalte, die bei Mauvoisin eine mehrfache Schuppung erfährt und im Gebiet von Torrembey wieder zum Vorschein kommt (vgl. Tafel 2).

Ich bezeichne sie als *Rückstaufalte von Mazériaz–Torrembey.* Die südlich und unterhalb der Trias von Vingt-Huit–Pte. Chermontane gelegenen Casannaschiefer fasse ich als eine flacher liegende, die erstgenannte unterteufende Deckfalte auf (die den obersten Teilen der Bernharddecke entsprechen dürfte). Ich nenne sie im folgenden *Deckfalte von Boussine.* Diese vorwiegend aus Phylliten aufgebaute Deckfalte steht mit den Phylliten von Bonatchesse in unterirdischer Verbindung. Sie wird von der Rückstaufalte von Mazériaz–Torrembey getrennt durch die Triasmulde von Vasevay, die in der Schlucht von Vingt-Huit–Pte. Chermontane als „tektonisches Fenster" wieder zum Vorschein kommt.

Auf der rechten Talseite zeigt uns der abnormale Kontakt der Casannaschiefer von Mazériaz mit den Kalkschiefern des Mt. Pleureur mit grosser Deutlichkeit, dass die Rückstaufalte von Mazériaz in ihren obersten Teilen eine Abscherung erfahren hat. Diese Abscherung fand wahrscheinlich unter dem

Einfluss der darüber hinwegbrandenden Kalkschiefer des Mt. Pleureur statt.

Der Triaskeil von Les Otanes (vgl. ARGAND, Carte spéciale Nr. 64, östlich Combin de Corbassière) mag als trennende Synklinalzone der Rückstaufalten von Bonatchesse und von Brussoley–Fionnay aufgefasst werden. In die gleiche Zone kommen auch die aus Serpentinlinsen[1]) hervorgegangenen Topfsteinvorkommen von Bonatchesse zu liegen.

Die Kalkdolomittrias von Vasevay bildet eine südlich an die Mulde von Les Otanes–Bonatchesse sich anschliessende Muldenzone. Der Nachweis einer schmalen Kalkschieferzone innerhalb derselben lässt es unzweifelhaft erscheinen, dass dieser Kalkdolomitkomplex eine mit ca. 45° unter die Casannaschiefer von Bonatchesse einsinkende Triasmulde darstellt. Für die Kalkdolomittrias der Brücke von Mauvoisin konnte ich Kalkschiefereinquetschungen nicht feststellen. Ihre bedeutende Mächtigkeit verlangt für sie die Annahme einer — wahrscheinlich komplizierten — Muldennatur. Dafür spricht auch die Schichtfolge, welche ist: Serizitquarzite (Casannaschiefer) von Mazériaz, Kalkdolomittrias von der Brücke von Mauvoisin, Serizitquarzite (Casannaschiefer) von Mauvoisin.

Ist die Rückstaufaltung der Serizitquarzite von Mazériaz mit teilweiser Abscherung (besonders auf der rechten Talseite) verbunden, so kommt in den Serizitquarziten von Mauvoisin vielmehr eine deutliche Schuppung zum Ausdruck. Der mehrmalige abnormale Wechsel von Serizitquarziten und Kalkschiefern mit spärlichen Triasresten lässt sich nur durch lokale Schuppung der Rückstaufalte von Mazériaz–Torrembey mit ihrem Hangenden erklären. Die rasche Aufeinanderfolge dreier auf der Höhe von Mauvoisin ausstreichender Kalkschieferkeile bedingt wenigstens drei, wahrscheinlich aber vier isoklinal aufgerichtete Schuppen, denen die Trias bzw. die Kalkschiefer als Schmiermittel dienten. Die geringe seitliche Ausdehnung dieser Schuppen ist wohl eine Folge der schon in der geologischen Übersicht erwähnten seitlichen Zusammenstauung der Schichten (Fältelung der Serizitquarzite $\perp$ zum Streichen, Gabelung des nördlichen Kalkschieferkeiles. Dieser Zusammenpressung ist es vielleicht auch zuzuschreiben, dass da, wo man an den beiden Bergflanken oberhalb Mauvoisin die Fortsetzung der Schuppen vermuten möchte, die Rückstaufalte von Mazériaz–Torrembey sich ziemlich flach über und in die Kalkschiefer des Pierre-à-vire hineinschiebt.

[1]) Serpentin bezw. Topfstein kommt im Val de Bagnes sonst nur innerhalb der mesozoischen Kalkschiefer vor.

An die *Schuppenzone von Mauvoisin* schliesst nach Süden die *Kalkschiefermulde von Giétroz* an, die sich südwärts gegen die *Coupole de Boussine* hin ausflacht. Diese letztere bildet, wie sich aus dem Verlaufe der Grenzen sowie aus den Fall- und Streichrichtungen ergibt, im grossen und ganzen ein scheinbares Gewölbe, dessen innerer Bau aber nicht so einfach ist, wie man beim Betrachten des ARGAND'schen Profiles (loc. cit. Nr. 27) glauben möchte. Den Schlüssel zur Deutung des tektonischen Aufbaues der Coupole de Boussine liefern uns die Triasschichten von Pte. Chermontane–Vingt-Huit, das sogenannte *„fenêtre de Vingt-Huit"*. Entgegen der Auffassung von ARGAND, der in diesem Triasfenster die bei Vingt-Huit wieder auftauchende Synklinalzone von Chègne (Val d'Hérens) erkennen will, haben meine eigenen Untersuchungen mich dazu geführt, das Fenster von Vingt-Huit unterirdisch mit der Synclinalzone von Vasevay in Verbindung zu bringen. Die lithologische Übereinstimmung der Fenstertrias und der Trias von Vasevay ist sofort in die Augen fallend. Langsame Übergänge der Triasdolomite in die Serizitquarzite, wie sie in der Decktrias von Mauvoisin und Torrembey stattfinden, kommen hier nicht zustande. Dagegen macht sich der Übergang der Fenstertrias in brecciöse bis „konglomeratische" Ausbildungsformen, wie sie sich an der Berührungsfläche mit dem Nebengestein bzw. bei ihrem Auskeilen zeigt, gleicherweise auch, nur in viel grösserem Masstabe, in der Decktrias von Torrembey bemerkbar. Trotz der vollständig „konglomeratischen" bis brecciösen Ausbildung dieser letzteren, ist jeooch nicht daran zu zweifeln, dass sie unter der Kalkschiefermulde von Giétroz hindurch in die Dolomite und dolomitischen Kalke von Mauvoisin übergeht und also deren mylonitische Fazies, vermischt mit aus dem Hangenden und Liegenden aufgearbeitetem Material, darstellt. Tatsächlich stimmen ja auch die Dolomit- und dolomitischen Kalkeinschlüsse mit den Triassedimenten von Mauvoisin vollständig überein.

Mit dem Auskeilen der Fenstertrias wird die gegenseitige Abtrennung der Rückstaufalte von Mazériaz–Torrembey und von der Deckfalte Boussine unscharf, kann aber immerhin mit der ungefähren Kontaktlinie der Albitgneise und Phyllite mit einiger Sicherheit erschlossen werden. Während auf der rechten Talseite die Casannaschiefer von Torrembey oberhalb und südlich der auskeilenden Fenstertrias eine rasche Reduktion ihrer Mächtigkeit erfahren und im Gebiet des Breneygletschers vollständig ausgequetscht sind, kommen sie auf der linken Talflanke infolge des Absinkens der Fenstertrias nach SW

oberhalb von Pte. Chermontane nochmals zu bedeutender Mächtigkeitsentwicklung, werden aber zwischen Zessetta- und Durandgletscher bereits nicht mehr angetroffen. Diese Casannaschiefer weisen grosse Störungserscheinungen auf. Die Kalkschiefereinquetschungen von der Alpe de Zessetta müssen darauf zurückgeführt werden, dass von der Gewölbeoberfläche der Boussinezone sich abschuppende Teile schräg übereinander hinweg in die Kalkschiefer der Alpe de Zessetta hineinglitten.

Durch die im Vorangehenden gegebene tektonische Deutung der „Coupole de Boussine" findet auch die lithologische Assymmetrie (vgl. pag. 89) derselben ihre Erklärung. Die Casannaschiefer von Torrembey mit den Serizitquarziten und Gneisquarziten in ihrer obersten Zone und mit den Einlagerungen von vorwiegend Epidotchloritschiefern und Pistazitglaukophaniten usw. lassen sich mit den entsprechend zusammengesetzten Casannaschiefern von Brussoney-Fionney parallelisieren, das Phyllitgebiet von Vingt-Huit–Boussine hingegen findet in den Phylliten von Bonatchesse sein Analogon.

Dieser Erklärungsversuch entbindet uns auch von der Annahme einer Auswalzung des gesamten Val de Bagnes-Fächers auf eine Zone von nur ca. 200 m Mächtigkeit.

Schliesslich möge noch erwähnt werden, dass der Reichtum an graphitoidreichen Quarziten und Phylliten, wie ihn die Boussinezone zeigt, ein charakteristisches Merkmal der Rückstaufalten der Mischabel und von Valsavaranche ist. Dies lässt evtl. auf die tektonisch analoge Stellung dieser Zone schliessen.

Zusammenfassend komme ich zum Schlusse, dass der Südrand der Bernharddecke im Val de Bagnes von südwärts überkippten Rückstau- bzw. Deckfalten eingenommen wird, deren südlichste zwei, nämlich die *Rückstaufalte von Bonatchesse und von Mazériaz*, nach S unter den Kalkschiefermassen des Mt. Pleureur und des Pierre-à-vire hindurch im Gebiet von Torrembey–Boussine in zwei übereinanderliegende Deckfalten (*Deckfalte von Torrembey und von Boussine*) wieder gewölbeartig zum Vorschein kommen. Beide wurden unter dem Drucke der über sie hinwegbrandenden Kalkschiefer der Combinzone unter dem Grand Combin zur „Coupole de Boussine" zusammengepresst, wobei gleichzeitig eine sekundäre Schuppung in der Gewölbeoberfläche (*Schuppen der Alpe de Zessetta*) und an der Umbiegung bei Mauvoisin (*Schuppen von Mauvoisin*), sowie eine teilweise Abscherung der Rückstaufalte von Mazériaz stattfand.

Den hochgradigen Dislokationsbewegungen an der Grenze der beiden verschiedenen Medien, Casannaschiefer und Kalkschiefer, verdanken die „konglomeratischen" Triasbildungen von Torrembey ihre Entstehung, während die innerhalb der Casannaschiefer steckengebliebenen Triasreste, wie z. B. jene des Fensters von Vingt-Huit und z. T. auch diejenigen von Mazériaz, abgesehen von ganz untergeordneter Mylonitisierung, in ihrer ursprünglichen Form erhalten geblieben sind.

B. Petrographische Beschreibung.

Der Versuch, die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes petrographisch zu gliedern, stösst infolge der überaus reichen Fülle von Gesteinstypen mit ihren zahllosen Übergangsformen in Mineralbestand, Struktur und Textur auf grosse Hindernisse. Immerhin lassen sich bereits im Felde einzelne Haupttypen unterscheiden, deren hauptsächlichste schon Duparc (Lit. 12) anführt. In die „Sammlung von Gesteinen der Schweiz" (1904) von Schmidt (Lit. 25) sind drei Typen von Casannaschiefern des Val de Bagnes aufgenommen: 1. Albitchloritschiefer, 2. Glaukophanchloritschiefer, 3. Epidotglaukophanschiefer, entsprechend unsern Typen: VII. 1., V. 1. und IV. 4. — Umfassender ist die Einteilung, die Woyno (Lit. 37, pag. 141) 1908 gab, doch führt er die schon von Duparc angeführten „schistes amphiboliques" nicht an. Ausser den genannten Gesteinstypen war es mir noch möglich, eine ganze Reihe neuer Typen auszuscheiden, die im obern Val de Bagnes teilweise in selbständig auftretenden, linsenartigen Vorkommen angetroffen werden. Während Woyno die Bezeichnungsweise seiner Typen der „Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali" von Novarese (Lit. 20) entnimmt, konnte ich mich grösstenteils an die von Grubenmann[1]) angegebene allgemeine Systematik anlehnen.

Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes lassen sich in folgende 7 Familien bzw. Hauptgruppen einteilen:

I. Quarzitgesteine.
II. Albitgneise.
III. Phyllite.
IV. Glaukophanite.
V. Glaukophanalbitschiefer.
VI. Albitamphibolite.
VII. Chloritschiefer.

[1]) U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer, II. Aufl. 1910, Berlin.

Die Gruppen IV bis VII incl. können als Ophiolithe zusammengefasst werden. Nach der Klassifikation von Novarese entsprechen sie den Glaukophan-, Hornblende- und Chloritprasiniten.

I. Quarzitgesteine.

Wie in der einleitenden geologischen Übersicht auseinandergesetzt wurde, stellen die Quarzitgesteine keinen in Mineralbestand und Struktur einheitlichen Gesteinskomplex dar, vielmehr bilden sie eine stetige Übergangsreihe von feinblättrigen Serizitquarziten zu grobflaserigen Gneisquarziten, die ihrerseits zu den gewöhnlichen Serizitalbitgneisen überleiten. Das gemeinsame Merkmal der Quarzitgesteine ist ihre helle grünlichweisse bis hellgraue Gesteinsfarbe, die bald durch einen grünen, kleinblättrigen, bald durch einen fast farblosen, feinschuppigen Glimmer hervorgerufen wird. Schon im Terrain lassen sich 4 Haupttypen unterscheiden, von denen die ersten drei durch mannigfache Übergänge verbunden sind, während der vierte seinem Vorkommen nach eine von den ersten vollkommen unabhängige Stellung einnimmt, selbst aber mit Graphitoid- und Sismondinphylliten in enger Beziehung steht. Die 4 Haupttypen sind folgende:

1. Hellgrüne, feinblättrige Serizitquarzite, turmalinführend.
2. Grünlichweisse, plattige Serizitquarzite mit geringerem Serizitgehalt als in 1.
3 Grüne bis silbergraue, feinschieferige oder verworrenflaserige Gneisquarzite mit zunehmendem Albitgehalt.
4 Schwarze Graphitoidquarzite mit lagenartig angereichertem Graphitoidgehalt.

1. Turmalinführende Serizitquarzite.

Diese infolge ihres grossen Serizitgehaltes leicht zerfallenden Gesteine bilden stets nur wenig mächtige, oft schon nach einigen Metern im Streichen wieder aussetzende Bänke. Man trifft sie anstehend auf der rechten Talseite der Drance, oberhalb der Hütten der Alpe de Torrembey auf ca. 2030 m Höhe. Makroskopisch bestehen sie aus flachgedrückten, zuckerkörnigen Quarzlinsen, die von feinen Lagen eines seidenglänzenden, dem blossen Auge hellgrünlich erscheinenden Serizites umschmiegt werden. Durch Zunehmen des Serizitgehaltes kann ein serizit-phyllitisches Aussehen hervorgerufen werden.

Unter dem Mikroskop erscheint der *Serizit* schwach grünlich gefärbt und zeigt einen sehr kleinen Axenwinkel.

Auf seine übrigen optischen Verhältnisse werde ich bei der folgenden Gruppe näher eintreten. Im Serizit liegen massenhaft gelbbraune *Rutilnadeln* und zahlreiche hemimorphe, oft isomorph geschichtete *Turmalinsäulchen* von ca. 1 mm Länge, die für diese Serizitquarzite überaus charakteristisch sind. Sie zeigen eine ausgesprochene Absorption $c > a$ und einen starken Dichroismus a blassgrün, c tiefgrün. Die einzelnen Säulchen sind durch die Formen $(10\bar{1}1)$ $(02\bar{2}1)$ kristallographisch scharf begrenzt und häufig in einzelne, nur unbeträchtlich voneinander verschobene Bruchstücke zerfallen. Sie müssen darum als authigene Nebengemengteile dieser Serizitquarzite aufgefasst werden. Abgerundete Zirkonkörnchen sind ziemlich selten. Die Kristallisationsschieferung ist infolge des grossen Serizitgehaltes sehr augenfällig. Zuckerkörniger Quarz, zerbrochene Turmalinsäulchen, sowie die oft feingewellten Serizitlagen deuten darauf hin, dass auch kataklastische Vorgänge eine nicht unbedeutende Teilnahme an der Texturbildung genommen haben. Die *Struktur* ist granoblastisch-lepidoblastisch.

2. Grobschieferige bis plattige Serizitquarzite.

Wie alle hellgefärbten, graphitoidfreien Quarzitgesteine finden sie ihre alleinige Verbreitung zwischen der Alpe de Torrembey einerseits und der Alpe de Vingt-Huit und de Pte. Chermontane andererseits. Stets von untergeordneter Mächtigkeit, begleiten sie die grünen Gneisquarzite, deren albitärmste bis albitfreie Modifikation sie darstellen. Abgesehen vom fast völligen Fehlen der Feldspäte stimmen sie in Mineralbestand, Struktur und Textur mit den im folgenden zu besprechenden Gneisquarziten vollkommen überein, so dass ich hier auf eine nähere Beschreibung derselben verzichte.

3. Gneisquarzite.

Hieher gehört der Grossteil aller Quarzitgesteine. Wie schon oben bemerkt, sind die Gneisquarzite mit den plattigen bis grobschieferigen Serizitquarziten durch kontinuierliche Übergänge verbunden und stellen auch das Bindeglied zu den typischen Serizitalbitgneisen dar.

Im Handstück sind es meist hellgrün gefärbte Gesteine, mit mehr oder weniger gut ausgeprägter Schieferung. In den gutgeschieferten Varietäten bildet der Glimmer dünne Lagen, die dem Hauptbruch des Gesteines eine glänzend grüne Färbung

verleihen, auf dem Quer- und Längsbruch hingegen als feine Linien wahrgenommen werden, die zwischen den Quarz-Albitaggregaten fast verschwinden.

Unter dem Mikroskop beobachtete man als Hauptgemengteile Quarz und phengitischen Glimmer, als Nebengemengteile Albit und untergeordnet auch Kalifeldspat; akzessorisch sind vertreten: Chlorit, Epidot, Titanit, Rutil, Zirkon, Turmalin und Pyrit. Der Quarz erscheint bald in Gestalt länglicher, abgeplatteter Körnchen von ziemlich gleichmässiger Grösse, bald in unregelmässig begrenzten, zackig, ineinandergreifenden Individuen mit undulöser Auslöschung. Sehr selten schreitet dabei die Kataklase bis zur beginnenden Mörtelbildung fort. In einzelnen reliktischen Körnern findet man kleinste Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen. Der Glimmer ist nach Quarz der häufigste Gemengteil. Er liegt in feinen, selten 1 mm übersteigenden, öfters gestauchten Blättchen zwischen den Quarzalbitaggregaten oder ist dem Albit poikiloblastisch eingestreut. Die makroskopisch seegrüne Farbe des Glimmers ist unter dem Mikroskop nur mehr in lichtgrünen Tönen wahrnehmbar. Der schwache Pleochroismus ist

$c = b$	$>$	a
schmutziggrün		hellgrün bis farblos

Die Doppelbrechung beträgt ca. 0,036, die Auslöschungsschiefe $c\,a = 1—2°$. Der scheinbare Axenwinkel schwankt meist zwischen 30° und 35°. Ähnliche Glimmer rechnete Schmidt[1]) der Phengitreihe zu. — Der *Albit* zeigt keine regelmässige Verteilung. Seine grösseren, oft 1 mm übersteigenden Körner besitzen eine gut ausgeprägte Spaltbarkeit nach (001) und (010) und sind öfters nach dem Albitgesetz, sehr selten auch nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Als Maxima der symmetrischen Auslöschung in der Zone $\perp$ (010) wurden gemessen

$$\left.\begin{matrix}13\\15\end{matrix}\right\} 14°, \quad \left.\begin{matrix}14\\15\end{matrix}\right\} 14{,}5°, \quad \left.\begin{matrix}14\\16\end{matrix}\right\} 15°, \quad \left.\begin{matrix}15\\17\end{matrix}\right\} 16°.$$

Schnitte annähernd $\perp$ zur negativen Bisektrix a ergaben im Mittel eine Auslöschungsschiefe von ca. 16°, Schnitte annähernd $\perp$ zur positiven Bisektrix c im Mittel ca. 20°; Bestimmungen nach der Lichtbrechungsmethode von Becke ergaben die Verhältnisse:

$+$ Stellung: $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$
$\parallel$ Stellung: $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$.

[1]) C. Schmidt, Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV, 1 : 100000 der Schweiz auftretenden Gesteine. Anhang zur 25. Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Bern 1891.

Diese Messungen sprechen für einen ziemlich reinen Albit. Kataklastische Phänomene machen sich manchmal in Form schwacher undulöser Auslöschung, seltener in gegenseitiger Verschiebung der Albitlamellen und in teilweiser Zertrümmerung einzelner Körner bemerkbar. Im Albit findet man sehr spärliche Einschlüsse von *Mikroklin*. Grössere Körnchen erreichen kaum 0,2 mm Grösse. Die Gitterlamellierung ist bald deutlich sichtbar, bald auch nur verschwommen undulierend. Ebenso wechselt engmaschige und weitmaschige Gitterung oft in demselben Individuum ab, öfters setzen die Maschen auch ganz aus. In diesen gitterfreien Partien bleibt die Lichtbrechung immer unter derjenigen des Albites zurück. Ich fasse sie darum als *Orthoklas* auf. In einigen Durchschnitten mit besonders wohlentwickelter Gitterstreifung mass ich auf (001) beiderseits der (010) entsprechenden Zwillingsnaht Auslöschungsschiefen von ca. 16° im Mittel, was deutlich für Mikroklin spricht. Die Entstehung des Mikroklins bzw. der Mikroklinverzwillingung möchte ich bei der herrschenden Kataklase im Gestein auf die Einwirkung des Gebirgsdruckes auf den Orthoklas zurückführen. Es ist dies eine Erscheinung, wie sie Futterer[1]) aus dem gepressten Quarzporphyr von Tal bei Eisenach und ähnlich auch Salomon[2]) aus gepressten alpinen Gneisen beschreiben. Der Mikroklin ist durchwegs wasserklar und frei von Einschlüssen. — Einmal konnte man das Eindringen von feinen Albitlamellen in den Mikroklin parallel (010) feststellen, ohne dass es aber dabei zur Bildung der typischen Mikroklin-Mikroperthitstruktur kommt. Öfters tritt der Fall ein, dass mehrere optisch gleich orientierte Mikroklinkörner in einem grössseren Albitkorn derart eingebettet liegen, als ob dieselben ursprünglich einem Individuum angehört hätten. Derartige Einschlüsse betrachte ich als Relikte, entstanden bei allmählicher Verdrängung und Aufzehrung des Mikroklins. Bemerkenswert ist das glasig-frische Aussehen der Mikroklinrelikte. — An Akzessorien sind zu erwähnen: *Rutil* in feinsten „Tonschiefernädelchen" im Quarz oder im Glimmer eingeschlossen; vereinzelte *Zirkon-* und *Titanitkörnchen* und von den Erzen *Pyrit*. *Karbonate*, einzeln auftretend oder in unregelmässigen zusammenhängenden Partien umschliessen öfters Quarzkörnchen. *Chlorit* siedelt sich gerne auf Bruchstellen und an den Rändern des Glimmers an, ist aber immer nur

[1]) K. Futterer in Mitteil. Grossherz. Bad. geol. Landesanstalt, 2. 1891. 1.

[2]) W. Salomon, Gequetschte Gesteine des Matirolotales. N. J. f. M. Beil. Bd. XI. 1897.

sehr untergeordnet. Der *Epidot* bildet spärliche Körnchen. Zerfressen aussehende Fetzen eines fleckig grünen Minerales mit starker Absorption O > E weisen auf *Turmalin* hin.

Die *Textur* erscheint unter dem Mikroskop als Kristallisationsschieferung, die durch den Hinzutritt der Kataklase modifiziert wird. Die *Struktur* ist granoblastisch, mit zunehmendem Glimmergehalt, bei plattiger Ausbildung der Quarzkörner hingegen granoblastisch-lepidoblastisch.

Durch das vollständige Austreten des Mikroklins und des grünen, phengitischen Glimmers, an dessen Stelle ein farbloser Serizit tritt, entstehen *silbergraue, flaserige Gneisquarzite*, wie man sie öfters einige Meter unter dem Triaskontakt trifft. Durch Aufnahme von Karbonaten gehen sie lokal in karbonatreiche Serizitschiefer über. Sie besitzen eine ausgesprochene Lentikulartextur, hervorgerufen durch schmale Kornflasern von zuckerkörnigem Quarz. Den Hauptbruch überziehen silberglänzende, zusammenhängende Serizithäute, in die vereinzelte Albitporphyroblasten eingestreut liegen.

Für die Gneisquarzite lässt sich folgende kristalloblastische Reihe aufstellen: Rutil, Pyrit-Titanit, Epidot-Serizit, Chlorit-Albit, Quarz.

4. Die Graphitoidquarzite.

Diese bilden wenig mächtige und stets rasch auskeilende Einlagerungen innerhalb der Phyllite der Deckfalte von Boussine, worin die Graphitoidquarzite die einzigen Vertreter der Quarzitgesteine darstellen. Mit den gleichzeitig auftretenden Sismondinphylliten sind sie durch Graphitoidphyllite verbunden und können somit als das quarz- und graphitoidreichste Endglied der Sismondinphyllite aufgefasst werden. Gegenüber den vorerwähnten Quarzitgesteinen sind sie innerhalb der Deckfalte von Boussine an kein stratigraphisches Niveau gebunden. So trifft man sie sowohl in den Phylliten, die ungefähr beim ersten „t" von Vingt-Huit anstehen, als auch in den obersten Gliedern der Casannaschiefer auf Alpe de Boussine.

Das dunkelgraue bis fast schwarze Gestein zeigt dem blossen Auge einen Aufbau aus feinen, ebenen bis gefältelten Lagen, die je nach dem Gehalt an kohliger Substanz heller oder dunkler erscheinen.

Im Dünnschliff erweist sich der Quarz als häufigster Gemengteil. Seine meist vollkommen zertrümmerten, von Quarz und kohliger Substanz wieder verkitteten Körner bilden ein annähernd gleichmässiges Mosaik. Undulöse, brecciöse Auslöschung der einzelnen Bruchstücke ist verbreitet. *Albit*

wird nur ganz selten beobachtet. *Serizit* ist in feinen Schuppen dem Quarzmosaik regellos eingestreut. Hin und wieder sammeln sich seine Blättchen zu länglichen Paketen, deren Längserstreckung $\perp$ zu den basalen Verwachsungsflächen gerichtet ist, ähnlich wie dies bei Querbiotiten der Fall ist. Die Absorption des Serizites ist merklich $c = b > a$.

Der *Graphitoid* markiert in erster Linie die Umrisse der Quarzkörner, dringt aber auch auf Rissen und Sprüngen in dieselben ein. Seine Menge wurde durch Glühen einer lufttrockenen Probe des Gesteinspulvers vor dem Gebläse zu ca. 3% bestimmt (aus dem Glühverlust; ein aus dem Serizit stammender, mitgerechneter Wassergehalt kann wegen der sehr geringen Serizitmenge vernachlässigt werden).

Als Nebengemengteile treten auf: *Ilmenitfetzen*, die von *Leukoxen* überrindet oder von *Rutil*haufwerken und einzelnen formlosen *Titanit*körnchen begleitet sind. *Granat* in vereinzelten, idioblastischen Individuen mit zentralgehäuftem, kohligem Pigment vervollständigt das mikroskopische Bild.

Im Dünnschliff zeigt sich schwach angedeutete Lagen*textur*; die *Struktur* ist granoblastisch-lepidoblastisch bei zunehmendem Serizitgehalt.

Genetisch sind diese Gesteine am ehesten mit karbonischen Sandsteinen in Beziehung zu bringen.

II. Albitgneise.

Je nach der Menge des vorhandenen Serizites, mit dessen Abnahme in der Regel ein stärkeres Auftreten des Epidotes und Chlorites verbunden ist, sind die Albitgneise bald den tonerdereichen Serizitalbitgneisen, bald den Epidotalbitgneisen zuzurechnen.

1. Serizitalbitgneise.

Diese umfassen den weitaus grössten Teil der Casannaschiefer des obern Val de Bagnes. Nach dem jeweiligen Vorwalten der Übergemengteile: Chlorit und Glaukophan, die zu Hauptgemengteilen werden können, unterscheide ich zwei verschiedene Gesteinsgruppen:

a) Chlorit-Serizitalbitgneise,
b) Glaukophan-Serizitalbitgneise.

Der grosse Reichtum an Serizit und Chlorit verweist diese Gesteine in die Ordnung der tonerdereichen Sericitalbitgneise der obersten Zone Grubenmanns.

Während die Chlorit-Serizitalbitgneise die verbreitetste Gesteinsart des oberen Val de Bagnes darstellen, sind die Glaukophan-Serizitalbitgneise fast nur an die Nachbarschaft der glaukophanführenden Ophiolithe gebunden. Von diesen letzteren sind sie gewöhnlich noch durch eine schmale Zone von massig bis linear texturierten Glaukophan-Epidotalbitgneisen getrennt. Bei vollständiger Chloritisierung des Glaukophans gehen sie in schieferige Chlorit-Serizitalbitgneise über.

Da abgesehen vom Glaukophangehalt der Mineralbestand der beiden Gneisarten sehr ähnlich ist, soll im folgenden deren petrographische Beschreibung zusammenfassend behandelt werden.

Zu den Chlorit- und Glaukophan-Serizitgneisen gehören silberglänzende, hellgraugrüne Gesteine von flaseriger, lentikulärer bis augenartiger, selten gestreckter Textur. Die Schieferungsflächen sind stets von silbergrauen Serizithäuten überkleidet, denen kleine, beliebig oder regelmässig eingestreute Chlorithäufchen ein gesprenkeltes Aussehen verleihen. Ausserdem lassen sich von blossem Auge Quarz-, Albit-, limonitisch verwitterte Karbonate und nicht selten auch schlanke oder zerbrochene Turmalinsäulchen unterscheiden. Ein vorhandener Glaukophangehalt kann makroskopisch gewöhnlich nur aus der helleren oder dunkleren Gesteinsfarbe vermutet werden, da der Glaukophan das Stadium kleinster Nädelchen selten überschreitet. Die mikroskopische Untersuchung fügt zu diesem Mineralbestand ferner noch Epidot, Apatit und verschiedene Erze.

Unter dem Mikroskop bildet der *Albit* mit Quarz zusammen öfters eine feinkörnige Pseudogrundmasse, in der alle andern Komponenten regellos eingebettet liegen. Gewöhnlich aber übertrifft er an Korngrösse die andern Gemengteile und übernimmt dann gerne die Rolle von Porphyroblasten. In den Gesteinen mit Augentextur zerfallen unter dem Mikroskop die Augen grösstenteils in buchtig ineinandergreifende Albitkörner, die nesterartige Haufwerke darstellen und vielleicht aus der Zertrümmerung eines grossen Albitindividuums hervorgegangen sind. Meist begegnet aber der Albit den kataklastischen Einwirkungen durch Umkristallisation. Spaltrisse sind häufig anzutreffen, weniger hingegen Zwillingsbildung in Form rasch auskeilender Albitlamellen. Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz wurden nie angetroffen und scheinen überhaupt dem Albit der Casannaschiefer des Val de Bagnes zu fehlen. Die Albitnatur des Feldspates wurde an lamellierten Schnitten aus der symmetrischen Zone (010) bestimmt. Als maximale

Auslöschungsschiefen ergaben sich Werte, die zwischen 15° und 18° liegen. Die Lichtbrechung ist stets niedriger als beim Quarz. Der Albit ist von zahlreichen Einschlüssen poikiloblastisch durchspickt. So erfüllt ihn öfters, neben den anderen Gemengteilen, namentlich Quarz in kleinsten rundlichen Tröpfchen oder eckigen Zwickeln, wodurch ein der Granophyrstruktur ähnliches Gefüge hervorgerufen wird. Als sehr seltene Erscheinung soll erwähnt werden, dass kleine frische Albitidioblasten in grossen Albitindividuen eingeschlossen sind. Der *Quarz* gleicht, wenn wir absehen von den durch grössere Albitkörner heteroblastisch struierten Gesteinsvarietäten, ganz dem Albit, von dem er sich meist erst im konvergenten Licht sowie durch seine Armut an Einschlüssen und dem Reichtum kataklastischer Erscheinungen unterscheiden lässt. Die Kataklase kommt in wandernder Auslöschung, in Sektorenteilung und in der Bildung von Mörtelkränzen zum Ausdruck. Die Richtung der Drucksuturen ist parallel bis subparallel der kleineren Elastizitätsrichtung c oder ∥ c und dürfte somit einer Richtung maximalster Homogenität entsprechen. Hin und wieder können in kataklastisch beeinflussten Quarzkörnern beim Heben des Tubus feinste narbenartige Streifen erkannt werden. Sie sind gewöhnlich durch staubförmige Pigmente deutlich markiert und zeigen fast durchwegs die annähernde Orientierung ∥ ω oder a′, also ⊥ c. Becke beschreibt diese Erscheinung aus den bayrischen Alpen und nennt sie nach Böhm, ihrem ersten Entdecker, „Böhm'sche Streifung". Er führt sie auf ausgeheilte Zerrklüfte zurück. Sie entsprechen auch den „Translationslamellen" von Mügge (vgl. Sander[1]).

Der *Serizit* ist in einzelnen Schüppchen den Quarzalbitaggregaten eingestreut, in der Hauptmasse aber reichert er sich in schwach welligen bis intensiv gefältelten Flaserzügen an oder durchzieht in feinen helizitischen Fältchen den Schliff. Wo diese den Albit durchsetzen, erscheinen sie aufgeblättert und wie resorbiert infolge ihrer gegen den Albit hin oft völlig unregelmässigen Umgrenzung. Er ist häufig mit Chlorit parallel verwachsen und zeigt wie dieser dentritenartige Verwachsungen mit Albit. Mit zunehmendem Glimmergehalt nehmen die Serizitblättchen grössere Dimensionen an und werden muscovitartig. Eine eigentümliche Erscheinung stellt die Verdrängung des Serizites durch Albit dar, die in ähnlicher Weise auch beim Chlorit verfolgt werden kann. Die Verdrängung geht so

[1]) Br. Sander: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. T. M. P. M. N. F. Bd. 30, pag. 281—315.

vor sich, dass die Albitsubstanz randlich einzelne Serizitblättchen korrodiert oder auf Spaltrissen in sie eindringt. Im Albit eingeschlossene Serizite werden auf diese Weise oft spurlos aufgezehrt und nur mehr einzelne ehemalige Einschlüsse des Serizites, wo opake Erznädelchen und Rutilmikrolithen weisen in ihrer eigenartigen Übereinanderlagerung auf das ehemalige Serizitmineral zurück. Anders verhält es sich mit Serizitleisten, die zwischen dem Quarz-Albitgewebe eingestreut liegen. Bei ihnen beobachtet man alle Stadien der Verdrängung, beginnend mit Serizitleisten mit nur schmalem Albitrand bis zu leistenförmigen Albitpseudomorphosen, die öfters noch einen ganz geringen Rest von korrodiertem Serizit aufweisen. Darauf verschwindet auch dieser, bis schliesslich eine reine Albitleiste vorliegt, deren Umrandung gegenüber den Nachbarmineralien sehr oft durch eine kleine Bestäubung markiert ist. Vom umgebenden Quarz unterscheidet er sich nicht nur durch die niedere Lichtbrechung, sondern auch durch einen graueren Farbenton. Der neugebildete Pseudomorphosenalbit weist nur selten Spaltenrisse auf, die dann immer senkrecht zur Längserstreckung der Leisten verlaufen. Hin und wieder handelt es sich auch nur um Querrisse, die beim Schleifen des Gesteins entstanden sein dürften. Zwillingsbildung wurde an diesem Albit nie konstatiert. Wo er die Umrissformen des Serizites nicht übernimmt, breitet er sich gerne amöboid zwischen den Quarz-Albitaggregaten aus. Er trägt somit ganz den Charakter eines Holokristalloblasten im Sinne Sanders (vgl. loc. cit.). Auf die Frage nach der Ursache dieser einzigartigen Erscheinung, die ich im Nachfolgenden der Kürze wegen immer mit dem Ausdruck: *Albitisierung des Serizites* bezeichnen werde, weiss ich bis jetzt keine bestimmte Antwort zu geben. Die Tatsache, dass ich sie stets nur in Gesteinen mit sich stark chloritisierendem Glaukophan fand, dürfte die Annahme nahelegen, dass beide Vorgänge, die Chloritisierung des Glaukophans sowohl wie auch die Albitisierung des Serizites, in ursächlichem Zusammenhange stehen. Die Frage, ob neben Glaukophan noch eine andere Natronquelle zu berücksichtigen ist, möchte ich verneinen.

Aus den Alpen beschreibt meines Wissens erstmals Staub[1]) eine ähnliche Pseudomorphosenbildung nach Glimmer. Der Glimmer ist bei ihm allerdings Biotit, das neugebildete Mineral hingegen meist Quarz, seltener Albit. Für die Pseudomorphosen-

[1]) Rudolf Staub: Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Diss. Zürich 1915.

bildung macht Staub einen grossen SiO_2-Überschuss im Gestein und hydrothermale Prozesse verantwortlich. Er vergleicht die Erscheinung mit der Baueritisierung Rinne's. Darunter versteht Rinne einen Verwitterungsvorgang, bei dem dunkler Glimmer durch Kieselhydrat ersetzt wird. Dass Baueritisierung für die mir vorliegende Erscheinung nicht in Betracht kommen kann, liegt auf der Hand. Für die Albitisierung des Serizites muss vielmehr als chemische Voraussetzung ein Überschuss an Natron und als physikalische Bildungsbedingung hoher Druck und hohe Temperatur angesehen werden.

Der *Chlorit* der Serizitalbitgneise zeigt immer eine intensiv grüne Eigenfarbe und meistens einen starken Pleochroismus:

c = b	>	a
lauchgrün		gelblichgrün

Dies, sowie seine niedere Doppelbrechung (ca. 0.002), sein negativ opt. Charakter, seine abnormalen, tief indigoblauen Interferenzfarben (nicht selten mit einem Stich ins Violette), charakterisieren den Chlorit als Pennin. In den glaukophanführenden Gliedern der Serizitalbitgneise neigt der Charakter der Doppelbrechung bald zu positiv, bald zu negativ hin. In den Ophiolithen schliesslich ist der Chlorit stets Klinochor. Auf diese Weise kann ein langsamer Übergang des Pennins der Serizitalbitgneise in den Klinochlor der Ophiolithe konstatiert werden. An Einschlüssen beherbergt er krümelige Erzreste und winzige epidotähnliche Körnchen, die ab und zu pleochroitische Höfe zeigen. Auf letztere Erscheinung werde ich noch später eingehen.

Glaukophan ist in seiner Menge bedeutenden Schwankungen unterworfen. Seine Menge hängt von der Nähe der Glaukophangesteine ab, wie dies im Felde gelegentlich sehr gut beobachtet werden kann. Glaukophanreiche Typen leiten rasch zu den Glaukophan-Epidot-Albitgneisen über. Seine bis 1 mm Länge erreichenden Prismen bevorzugen mit ihrer Längsrichtung meistenteils die Texturrichtung. Fast regelmässig zeigen seine Individuen weitgehende Umwandlungen in Chlorit, oft bis zur vollständigen Verdrängung der Glaukophansubstanz. Dabei dringen auf feinen Haarspältchen und besonders auf den Spaltrissen nach (110) winzige Chloritschüppchen in die Glaukophansubstanz ein und zehren sie nach und nach ganz auf. So entstehen Pseudomorphosen nach Glaukophan, die in Schnitten $\perp$ zur Prismenzone gewöhnlich noch eine deutliche Rhombenform erkennen lassen. Die ehemalige prismatische Spaltbarkeit des Glaukophans wird durch unter 124° sich kreuzende

Chloritleisten angedeutet. Das so entstandene Maschenwerk von Chloritblättchen enthält gelegentlich noch einen geringen Rest von unzersetztem Glaukophan kernartig eingeschlossen. Meist sind aber die Interstitien der einzelnen Maschen mit einer bald glashellen, bald mit Chlorit mikrodiablastisch verwachsenen Mineralsubstanz ausgefüllt, deren niederere Lichtbrechung als Quarz auf Albit hindeutet. Darin eingestreut finden sich mitunter winzigste Epidot- und Titanitkörnchen und Erzpartikelchen. Letztere lassen sich öfters als schwach rotbraun durchscheinende Hämatitflitterchen nachweisen. (Eine ähnliche Umwandlung von Glaukophan unter Erhaltung seiner Form beschreibt Colomba[1]) aus einem triassischen Glaukophangestein der Beaume.) Infolge dieser Zersetzungserscheinungen lassen sich hier die optischen Eigenschaften des Glaukophans nicht gut beobachten; sie stimmen aber im wesentlichen mit denen des Glaukophans der Glaukophan-Epidotalbitgneise überein, weswegen ich auf das dort Gesagte verweise.

Als wichtigster Übergemengteil kommt neben Glaukophan *Epidot* in Betracht. Gewöhnlich schwimmt er in nach b gestreckten Säulchen in den Serizit-Chloritwellen, an deren Umbiegungsstellen seine teilweise wohlbegrenzten Individuen öfters zerbrochen und der Texturrichtung eingeordnet sind. Hin und wieder umschliesst er kernförmige Reste von blaugrau bis rostig aussehendem *Orthit*.

Turmalin ist ein in der ganzen Gneisserie immer wiederkehrender Übergemengteil. Im Handstück beobachtet man ab und zu seine bis 1 cm langen, schlanken Säulchen, die öfters schwache Biegung und Torsion, öfters auch Zertrümmerung in mehrere, beieinanderliegende Bruchstücke aufweisen. In seltenen Fällen treten seine Prismen zu divergent- bis radialstrahligen Gebilden zusammen, die an Turmalinsonnen erinnern. Diese Aggregierung setzt es ausser Zweifel, dass es sich nicht um klastische Relikte detritischen Ursprungs, sondern nur um authigene Neubildungen handeln kann. *Granat* wird in den Glaukophan-Serizitalbitgneisen fast immer angetroffen. Er ist immer blassrosa gefärbt und führt zentral gehäufte Einschlüsse, unter denen Quarz vorherrscht. Seine Aufzehrung durch Chlorit führt zur Bildung kleiner Chloritputzen. Der *Apatit* erscheint in rundlichen, isometrischen, oft auch zerbrochenen Körnern und ist gelegentlich von feinsten, parallel orientierten Rutilmikrolithen durchschwärmt. *Titanit* ist sowohl in kleinsten Idioblasten als auch in leukoxenartigen Körner-

[1]) L. Colomba, Sulla Glaukophane della Beaume, Torino 1894.

aggregaten vertreten. Nicht selten führt er noch einen geringen Rest von *Titaneisenerz*. *Rutil* kommt in Form von kurz gedrungenen Säulchen mit pyramidaler Endbegrenzung recht häufig vor. Er ist mit rotbrauner Farbe durchscheinend, lässt aber keine Absorptionsunterschiede erkennen. Er begleitet fast ausnahmslos korrodierte, zerfressen aussehende Erzreste, die sich manchmal ganz in Haufwerke kleinster, aber wohlindividualisierter Rutilkriställchen aufzulösen scheinen. Es handelt sich dementsprechend um *Titaneisenerz*. In einzelnen, hierher gehörenden Gneisen findet man den Albit oft reich erfüllt mit winzigen, aber vollkommen idioblastischen *Magnetit*-oktaederchen. Ab und zu sieht man einzelne, krapprot durchscheinende *Hämatit*flitterchen.

Als *kristalloblastische Reihe* wurde gefunden: Erze, Rutil, Turmalin, Apatit–Granat, Glaukophan–Titanit, Epidot–Serizit, Chlorit–Albit, Quarz–Kalzit.

Die *Textur* ist schieferig, bei bedeutendem Glaukophangehalt mehr linear. Die *Struktur* ist meistensteils granoblastisch-lepidoblastisch. Mit zunehmendem Grössenwachstum der Chloritblättchen kommt eine porphyroblastische Struktur mit granoblastischem bis lepidoblastischem Grundgewebe zur Ausbildung. Mit diesen Strukturen verbunden ist stets mehr oder weniger ausgeprägte Kataklase, die im extremsten Falle bis zur Mikromylonitstruktur führen kann, wie ich sie in einem Serizitalbitgneis vom rechten Dranceufer südlich Lancey beobachten konnte. Im allgemeinen aber halten sich Kataklase und Kristalloblastese so ziemlich die Wage.

Als Nachtrag führe ich noch ein Gestein an, das infolge seines grossen Turmalingehaltes den Namen eines *Turmalingneises* verdient. Das Gestein steht auf dem rechten Dranceufer, etwa 100 m oberhalb des Schluchtausganges von Pte. Chermontane und zwar in der unmittelbaren Nähe eines Epidot-Chloritschiefers an. Es trägt ganz den Charakter eines Chlorit-Serizitalbitgneises, in dessen Serizithäuten massenhaft feinste, mehrere Millimeter lange Turmalinnadeln eingebettet liegen. Es handelt sich dabei um einen tiefgrünlichblauen *Eisenturmalin* mit deutlichem $c > a$ und gelegentlich recht deutlichen kataklastischen Einwirkungen. Merkwürdigerweise führt das Gestein ganz unregelmässig und schlierenartig grobkörnige Partien. Diese bestehen aus Albitindividuen in bis zu zentimetergrossen, von Turmalinnädelchen durchspiessten Porphyroblasten und aus wasserhellen Quarzausscheidungen, die in einer feinverfilzten „Grundmasse" von Chlorit mit Turmalin neben wenigen 2—3 mm langen Pistazitstengeln

liegen. Dass hier authigener Turmalin vorliegt, ist unzweifelhaft. Auf feinen Rutschflächen, die das Gestein durchziehen, ist der Turmalin nirgends anzutreffen. Diese dürften somit erst nach der Auskristallisation des Turmalins entstanden sein.

Die Bildung der grobkörnigen Partien im allgemeinen und des Turmalins im besonderen kann nur durch Zuhilfenahme pneumatolytischer Vorgänge, die entweder bei der Ophiolithintrusion oder bei der Bildung des kristallinen Schiefers stattfanden, erklärt werden.

2. Epidotalbitgneise.

Unter dieser Bezeichnung „Epidotalbitgneise" fasse ich Gesteine zusammen, die zwischen den Ophiolithen und den Serizitalbitgneisen sowohl im Habitus als auch im Mineralbestand eine deutliche Mittelstellung einnehmen. Um die Ophiolithe bilden die Epidotalbitgneise stets eine schmale, heller gefärbte Randzone, die öfters sowohl in ihrem Hangenden als auch in ihrem Liegenden angetroffen werden kann. Gestützt auf Terrainstudien lässt sich der Satz aufstellen: Wo immer im Felde der Übergang von Ophiolithen zu Gneisen sichtbar ist, da stellen sich mit grosser Gewissheit auch Epidotalbitgneise ein, die einen raschen Übergang zu den tonerdereichen Serizitalbitgneisen vermitteln. Dieser Wechsel vollzieht sich allerdings oft so schnell, dass er schon im Handstück vor sich geht und nicht selten eine deutliche Kontaktlinie zwischen Ophiolith und Gneis zur Ausbildung kommt. Ein direkter Zusammenhang zwischen den Epidotalbitgneisen und den Serizit- bzw. Gneisquarziten liess sich nirgends feststellen. Wie die Ophiolithe, in die sie übergehen, sind die Epidotalbitgneise von meist massiger bis stengelig schieferiger Textur, unterscheiden sich aber von ihnen durch eine hellere Gesteinsfarbe und in der Mineralzusammensetzung durch eine Abnahme der femischen Gemengteile, besonders des Glaukophanes und des Chlorites zugunsten der Quarz-Serizitkomponenten. Das Gestein wird so zusehends leukokrater und die Textur gleichzeitig schieferiger. Je nachdem der Epidotalbitgneis ein Glaukophan- oder Chloritgestein umhüllt, tritt Glaukophan oder Chlorit in ihm als wichtigster dunkler Hauptgemengteil auf. Dementsprechend teile ich die Epidotalbitgneise in folgende zwei Gruppen ein:

a) Chlorit-Epidotalbitgneise,

b) Glaukophan-Epidotalbitgneise.

Die Verbreitung dieser Gesteine ist entsprechend der Häufigkeit der Ophiolithe, als deren Begleitgesteine sie auftreten, eine sehr grosse. Ihre Mächtigkeit ist jedoch stets nur sehr gering.

In ihrer mineralogischen Zusammensetzung unterscheiden sie sich von den soeben beschriebenen Serizitalbitgneisen nur durch das stärkere Vorherrschen der gefärbten Gemengteile.

Unter dem Mikroskop erscheinen Albit, Quarz, Epidot, Chlorit, Serizit und Glaukophan als Hauptgemengteile; Erze, Titanminerale und Apatit als Nebengemengteile; sporadischer Granat, wenig Kalzit und vereinzelt auch Turmalin als Übergemengteile.

Albit und *Quarz* unterscheiden sich in ihrem Auftreten kaum merklich von dem der übrigen Epidotalbitgneise. Das gleiche gilt für *Serizit* und *Chlorit*, von denen der erstere wieder eine weitgehende Albitisierung zeigt. *Epidot*-mineralien sind in Form von schwach gelbgrün gefärbtem Pistazit und farblosem Klinozoisit vertreten. Beide bilden unregelmässige bis schalenartige Verwachsungen. Der *Glaukophan* steht bei den Glaukophan-Epidotalbitgneisen an erster Stelle. Die Einordnung seiner Individuen in die Texturebene ist stark ausgeprägt. Kristallographisch zeigen diese nur in der Prismenzone eine gute Entwicklung. In Querschliffen, die fast nur die rhombenförmigen Querschnitte des Glaukophanes liefern, findet man stets (110), öfters in Kombination (010). Eine terminale Endbegrenzung kommt nie zur Ausbildung; vielmehr erscheinen die Prismen oft wie abgebrochen, oder lösen sich terminal in feinste Chloritfasern auf, die divergierend in den umgebenden Albit hineinspiessen. Die Spaltbarkeit ist vollkommen nach (110), mehr oder weniger gut nach (010). Senkrecht zur Längserstreckung macht sich eine etwas undeutliche Querklüftung bemerkbar. Die blauviolette Farbe des Glaukophanes ist meist nicht einheitlich, sondern fleckenhaft. Frischerscheinende Glaukophanindividuen zeigen einen ziemlich schwankenden Auslöschungswinkel: $c\gamma = 10-14^0$ und den Pleochroismus:

c	>	b	>	a
hellblau		hellviolett		hellgelb bis farblos.

Die Axenebene ist in (010) gelegen. Der Axenwinkel liess sich infolge der stark verschwommenen Hyperbeln nur annähernd zu 60—70° (für 2 E) bestimmen. Die Axendispersion ist deutlich $v > \varrho$. Gegen den Rand der Körner, seltener gegen deren Zentrum hin, nimmt die Stärke der Absorption meistens

zu. Der Axenwinkel wird dabei nur unbeträchtlich, aber doch merklich verringert. Die Absorptionsfarben sind dann:

c	>	b	>	a
dunkelblau		violett		hellgelb bis grünlichgelb.

Zugleich zeigen die niedrigeren Interferenzfarben, dass die Doppelbrechung kleiner geworden ist. An diese, das Licht stärker absorbierenden randlichen Partien direkt anstossend, erscheint zuweilen eine grüne bis *blaugrüne Randhornblende*, die seltener einen raschen Übergang zum Glaukophan darstellt, als vielmehr kristallographisch scharf von ihm abgetrennt ist. Sie ist mit dem Glaukophan stets parallel verwachsen und besitzt die folgenden Absorptionsfarben:

c	>	b	>	a
tiefgrün mit Stich ins Bläuliche		dunkelgrün		gelbgrün.

Nur selten tritt diese Randhornblende in zusammenhängenden Partien auf, in der Hauptsache bildet sie um den Glaukophan eine im Querschnitt feinkrümelig erscheinende Randzone, bestehend aus zahlreichen, oft erst mit den stärksten Vergrösserungen wahrnehmbaren Nädelchen grüner Hornblenden, die im Querschnitt stets die Kombination (110) und (010) erkennen lassen. Die Breite dieser Randzone beträgt in der Regel nur einen Bruchteil des Glaukophandurchmessers. Vollständig von blaugrüner Hornblende verdrängte Glaukophanindividuen liessen sich in diesem Gestein nur selten nachweisen. Immerhin deutet doch das wechselnde gegenseitige Grössenverhältnis von Glaukophan und grüner Hornblende darauf hin, dass es sich um die Bildung einer homoaxen Pseudomorphose von grüner Hornblende nach Glaukophan handelt. Dabei dürfte die molekulare Umlagerung in erster Linie als eine Verschiebung des Natron- und Eisengehaltes des Mutterminerales aufgefasst werden. Mit der blaugrünen Randhornblende dürfte auch der von Stelzner (Lit. 29) aus einem erratischen Glaukophangestein von Sonvilier beschriebene Arfvedsonit zu identifizieren sein. Wenigstens kann die von Stelzner gelieferte Beschreibung ganz auf unsere Randhornblende bezogen werden. Übrigens kommen arfvedsonitische Amphibole nach Rosenbusch (loc. cit. pag. 239) in den kristallinen Schiefern nicht vor. Viel häufiger als der eben beschriebenen Umwandlung begegnet man der Zersetzung des Glaukophans in Chlorit. Die in den Quarzaggregaten eingeschlossenen Chloritpseudomorphosen nach Glaukophan scheinen gegenüber den im Chlorit schwimmenden besser erhalten zu sein. Man möchte darum vermuten, dass

die geringere Reaktionsfähigkeit der Quarzkörnchen gegenüber derjenigen der basischen Gemengteile in erster Linie zur Konservierung dieser zarten Gebilde beigetragen hat. Beide Umwandlungsarten des Glaukophans treten bald getrennt, bald an dem gleichen Individuum gleichzeitig auf, so dass nicht selten der Fall beobachtet wird, dass ein glaukophanfreies Chlorit-Maschenwerk von einem im Querschnitt rhombenförmigen schmalen Kranz von Randhornblende umsäumt wird. Obwohl nach und nach auch in die grüne Hornblende Chlorit eindringt, vermag sie doch der Chloritisierung bedeutend länger Widerstand entgegenzusetzen als der blaue Amphibol. Bei beiden Arten der Glaukophanumwandlung dürfte es sich um sekundäre, erst nach der Gebirgsfaltung entstandene Umbildungen handeln. Dieses gibt sich sowohl aus dem vollständigen Fehlen irgendwelcher Biegungs- oder Stauchungserscheinungen an dem Pseudomorphosen-Chlorit — während doch die grossen, selbständigen Chloritblätter diese Phänomene häufig zeigen — als auch aus der einfachen Überlegung, dass jede stärkere Pression diese zarten Maschenwerke unfehlbar desaggregiert hätte. Einschlüsse sind im Glaukophan sehr selten. Einmal beobachtete ich um ein in Glaukophan eingeschlossenes, epidotähnliches Mineralkörnchen einen pleochroitischen Hof von bedeutender Reichweite.

Titanit ist gewöhnlich in der Spitzrhombenform oder als Titanomorphit vorhanden, vereinzelt geht er sekundär in Epidot über. *Rutil* ist in gelbbraunen, fast isometrischen Kriställchen dem oktaedrischen *Titanerz* aufgewachsen. Stark zerfressene *Turmaline* mit fleckenhaft ausgebildeter isomorpher Schichtung, *Apatit* in unregelmässigen Körnern oder im Chlorit eingeschlossenen, kurzen Säulchen, sowie da und dort im Albit eingestreute, rundliche *Kalzitkörner* mit Gleitlamellen nach (0112) und spärliche, grösstenteils chloritisierte *Granatkörnchen* beschliessen den Mineralbestand.

Die *kristalloblastische Reihe* lautet: Titanit, Rutil, Erze-Apatit, Granat-Glaukophan, Serizit-Epidot, Chlorit-Quarz, Albit, Kalzit.

Strukturell zeigen diese Gesteine gewöhnlich ein granoblastisch-lepidoblatisches Gefüge mit poikiloblastischem Albit. Die *Textur* ist grobschieferig bis annähernd massig. Als Ausnahme darf Kristallisationsschieferung angeführt werden.

Anhangweise nenne ich noch einen. *Turmalin-reichen Chloritalbitgneis.* Ich fand denselben mit Epidotchloritschiefern vergesellschaftet, auf dem rechten Dranceufer ob Pkt.

1833. Der Albit liegt in 1—2 mm grossen Körnern neben wenig Quarz zwischen reichlichem Chlorit. Das Gestein durchziehende, silberglänzende Serizithäute deuten eine schwache Texturebene an. Die meist zerbrochenen, gelegentlich deutlich verbogenen Turmalinsäulchen können sich lokal stark anreichern. Mit der Turmalinführung ist manchenorts ein Gröberwerden des Kornes verbunden. Unter dem Mikroskop kommen zu diesem Mineralbestand noch spärliche Epidotkörnchen sowie Titanerzreste mit Haufwerken gelbbrauner fast isometrischer Rutilsäulchen, spärlich Titanit und Apatit und zwischen den Albitkörnern sich ausbreitende Karbonatfetzen. Grösseres Interesse bieten nur Chlorit und Turmalin. Der *Chlorit* ist nach Albit der häufigste Gemengteil. Seine fächerförmigen, aggregierten Blättchen zeigen einen intensiven Pleochroismus in grünen und gelblichen Tönen. Die einzelnen Lamellen sind schwach schief miteinander verwachsen, wodurch eine flaumige wandernde Auslöschung hervorgerufen wird. Infolge ihrer starken Eigenfarbe zeigen sie abnormal graugelbe bis graubraune Interferenzfarben. Die Doppelbrechung kann zu ca. 0.005 bestimmt werden. Die Auslöschung ist $c\gamma = 7^0$ ca. Dispersion $c : c\,\varrho < c : c\,v$. Der Charakter der Hauptzone ist negativ, der optische Charakter positiv. All dies spricht für Klinochlor. In zahlreichen Blättchen werden um winzige Einschlüsse *pleochroitische Höfe* wahrgenommen. Schon anlässlich der Beschreibung der Serizitalbitgneise und der Epidotalbitgneise führte ich die Beobachtung solcher Höfe an. Nirgends aber traten sie in dieser Grösse und in dieser Intensität der Absorption auf wie hier. Ich trete hier darum etwas näher auf sie ein. Die Natur der Einschlüsse ist sehr fraglich, da ihre geringe Grösse eine genaue Diagnose verunmöglicht. Nur einmal gelang es mir, den Durchmesser eines 0,025 mm langen, dünnen Mikroliths, der ziemlich schief auszulöschen schien, zu messen. Aus Analogie mit den pleochroitischen Höfen in den Phylliten, die nachweislich von Orthiteinschlüssen herrühren, möchte ich auch hier das Vorhandensein dieses Minerales in mikrolithischer Ausbildung vermuten. Die Gestalt der Höfe ist um punktförmige Einschlüsse stets kreisrund, um langgestreckte, stäbchenartige hingegen elliptisch. Für die Grösse des Hofes scheint die Grösse des Einschlusses nicht massgebend zu sein, wenigstens zeigen mitunter Höfe, deren zentraler Einschluss sich kaum wahrnehmen liess, einen grösseren Totaldurchmesser als Höfe um Einschlüsse, die die Grösse der erstgenannten um ein vielfaches überboten.

Zwischen ‖ Nicols werden die Absorptionsfarben des Chlorites innerhalb des Hofes parallel (001) in ein tiefes braungelb verstärkt. Normal zu (001) zeigt sich keine Veränderung. Viel deutlicher ist die Einwirkung zwischen + Nicols sichtbar. Das Maximum dieser Einwirkung liegt unmittelbar am Rande des Einschlusses, wo an Stelle der gewöhnlichen Interferenzfarbe des Chlorites ein helles, abnormales Gelbgrün der I. Ordnung tritt. Daran anschliessend folgt ein anormal blau polarisierender Ring, dessen Doppelbrechung ungefähr derjenigen des negativen Pennins entspricht. Die Höfe sind also doppelt und zwar so, dass in der, dem unbeeinflussten Chlorit am nächsten gelegenen, äussern Zone Erniedrigung der Doppelbrechung von 0,005 ca. auf 0,001 ca. stattfindet, in der innern gelbgrünen Zone hingegen Erhöhung von 0,005 ca. auf 0,01 ca.

Die äussern Ränder jeder Zone entsprechen nach Mügge[1]), Hövermann[2]), Hirschi[3]) und den neueren Radiologen der Reichweite der verschiedenen α-Strahlen. Die blau und gelbgrün interferierenden Zonen zeigen ziemlich gleiche Breiten (vgl. auch Weber[4]).

So fand ich z. B. in drei Fällen:

gelbgrüne Zone	*blaue Zone*	*Totalbreite*
0.010 mm	0,011 mm	0,021 mm
0,019 mm	0,019 mm	0,038 mm
0,028 mm	0,027 mm	0,055 mm

Die äusserste Grenze des Gesamthofes wird eingenommen von einer schmalen ringartigen, isotropen Übergangszone. Zugleich mit der Änderung der Absorption und der Doppelbrechung findet eine Umkehrung des optisch-negativen Charakters statt: gegenüber der optisch-negativen Hauptzone des Klinochlors zeigen sowohl die blaue als auch die gelbgrüne Zone positiven Charakter. Die Richtung von c des positiven, unveränderten Klinochlor geht mit a des Hofes parallel, also normal zu (001).

---

[1]) O. Mügge, Radioaktivität als Ursache der pleochroitischen Höfe des Cordierites. C. M. 1907, pag. 397—399 und Radioaktivität und pleochroitische Höfe. C. M. 1909, pag. 65, 113 und 142.

[2]) G. Hövermann, Über pleochroitische Höfe in Biotit, Hornblende und Cordierit und ihre Beziehungen zu den α-Strahlen radioaktiver Elemente. N. J. f. M. Beil. Bd. XXXIV. 1912. pag. 312—400.

[3]) H. Hirschi, Anregungen zur absoluten Altersbestimmung radioaktiver Gesteine der Schweiz. Heim-Festschrift. Viertelsjahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich. LXIV, 1919, pag. 65 u. ff.

[4]) F. Weber, Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung usw. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz. N. F. XIV. Lieferung, Bern 1904.

Der *Turmalin* bildet bis 1 cm lange Porphyroblasten mit (1010) und (1120) in der Prismenzone und mit deutlicher Endbegrenzung. Seine Farbe ist fleckiggrün bis blaugrün. Zonarstruktur wird durch lokale, abwechselnd grün und blaugrüne Schalen hervorgerufen. Die Absorptionsfarben sind:

c > a
blaugrün grün.

Seine Begrenzung ist gegen den Chlorit hin meist idioblastisch. Mit dem Albit hingegen ist er mit ausgefetzten, zackigen Rändern verwachsen. Turmaline, die ganz von Albit umschlossen werden, zeigen ein löcheriges Aussehen, hervorgerufen durch ein korrosionartiges Eindringen von Albit. Parasitäre Karbonatfetzen beteiligen sich an dieser Korrosion recht häufig. Im Gegensatz zu Woyno, der die Turmaline der Serizitalbitgneise als allothigene, detritische Relikte der sedimentogenen Gneise deutet, betrachte ich auch diesen Turmalin als authigen (Vergrösserung des Gesteinskorns, idioblastische Umrisse gegen den Chlorit hin). Die an der Grenze zum Albit zerfressen aussehende Umrandung des Turmalins erkläre ich mir durch nachträgliche, korrodierende Prozesse entstanden.

Die im Gefolge dieser turmalinführenden Gesteine auftretenden grobkörnigen Partien dürfen nicht mit den drusenartigen Bildungen verwechselt werden, die häufig den N 50° E streichenden Clivage-Klüften entlang verfolgt werden können.

III. Die Phyllite.

Wie ich bereits in der geologischen Übersicht bemerkte, sind die Phyllite im Gebiet zwischen Vingt-Huit und Lancey zu einem mächtigen Gesteinskomplex entwickelt. Stress scheint hier intensiver gewirkt zu haben als im Gebiet von Torrembey, womit auch das häufige Vorkommen heteroblastisch struierter Gesteinstypen mit Granat-, Sismondin-, Glaukophan- und Epidotporphyroblasten zusammenhängt. Die Phyllite zeigen immer eine deutliche Paralleltextur, bald in ebenschieferiger bis gefältelter, bald in mehr flaseriger Ausbildung. Ihr hochkristalliner Habitus erinnert besonders bei der letztgenannten Texturausbildung an Glimmerschiefer, doch ist ihnen durchgehend der typomorphe Mineralbestand der obersten Tiefenstufe Grubenmanns charakteristisch.

Nach ihrem Mineralbestand lassen sie sich in folgende Unterabteilungen gliedern:

1. Graphitoidphyllite,
2. Sismondinphyllite,
3. Sismondinglaukophanphyllite,
4. Glaukophanphyllite.

Die phyllitisch ausgebildeten Varietäten der Serizitquarzite lasse ich dabei ausser Betracht, da ihrer bereits bei den Serizitquarziten gedacht wurde, als deren serizitreichere und darum feinblätterige Ausbildungsform sie aufgefasst werden können.

1. Graphitoidphyllite.

Ihre Heimat ist ausschliesslich auf das Gebiet zwischen Vingt-Huit und Lancey beschränkt. Graphitoidführend sind z. B. die Phyllite, die an die Trias des Fensters von Vingt-Huit grenzen; zu wiederholten Malen begegnet man ihnen auch am Weg, der auf dem rechten Dranceufer zur Klubhütte von Chanrion führt, so z. B. ungefähr unterhalb des ersten „t" von Vingt-Huit, hier mit Graphitoidquarziten in Verbindung stehend, sowie bei der Brücke, die etwas südlich der Endmoräne des Durandgletschers über die Drance führt. In Graphitoidquarzite übergehende und mit ihnen sowie mit Sismondinphylliten wechsellagernde Graphitoidphyllite traf ich mehrfach auch auf der Alpe de Boussine in den obersten Partien der Casannaschiefer. Es sind schmutzigbraun bis tiefblauschwarz anwitternde Gesteine, wobei die Verwitterung längs der Schieferungsfläche tief ins Gestein vordringt. Es ist darum sehr schwer, einigermassen frische Handstücke zu schlagen. Dies trifft hauptsächlich auf die wenig graphitoidführenden Nachbargesteine des Fensters von Vingt-Huit zu. Diese werden von dichtgedrängten Rutschflächen durchzogen, die ihrerseits von rotbraunen bis bronzefarbenen Zersetzungsprodukten überkleidet sind. Die Farbe des unverwitterten Gesteins wechselt mit dem lagenweise angereicherten Graphitoidgehalt und wird in den graphitoidreichsten Typen dunkelgrau bis schwarz. Die serizitreichen Lagen sind graphitoidreicher, die quarzreichen hingegen graphitoidärmer. Vereinzelt dem Gestein eingestreute Albitkörner verraten sich durch ihre glänzenden, bald schwarzen, bald wasserhellen Spaltflächen. Hellroter Granat lässt sich nur in kleinsten, kaum 1 mm erreichenden Kriställchen wahrnehmen. — Unter dem Mikroskop bildet der Quarz ein feinkörniges, mylonitartiges Mosaik von teils nahezu isometrischen, teils buchtig ineinandergreifenden Körnern. Kataklastische Erscheinungen zeigen sich bei

grösseren Xenoblasten in Form von wandernder Auslöschung und Sektorenteilung. Der *Albit* zeichnet sich durch seine porphyroblastenartige Grösse aus. Er ist nur akzessorisch. Gewöhnlich ist er von sigmoidartig gebogenen Graphitoidzügen durchsetzt, wodurch eine Art helizitischer Struktur im Sinne Weinschenks entsteht. Die Graphitoidzüge korrespondiren nicht mit den entsprechenden Graphitoidzügen der Serizit-Chloritlagen. Die Verlegungsphase des internen, relikten „Graphitoid"-inhaltes muss somit mit der Auskristallisation des Albites gleichzeitig, d. h. parakristallin im Sinne Sanders sein (loc. cit. Sander). Als ihre Ursache müssen Teilbewegungen im festen Gestein angenommen werden. Der *Sericit* durchsetzt oder umschmiegt in feinsten Häuten oder Wellenzügen die Quarzlinsen. Grössere Blättchen, die den Namen Muskovit verdienen, sind spärlich. Parallel der Schieferungsebene vordringende limonitische Lösungen färben die Serizitzüge rostbraun. Den Serizit begleitet in bald grösserer, bald geringerer Menge ein negativer, tief indigoblau polarisierender *Pennin*. Der Graphitoid durchstäubt die meisten Komponenten, markiert aber in erster Linie deren Ränder und durch parallel den Serizit-Chloritzügen eingelagerte Graphitoidschnüre auch die Texturebene. Der Gehalt an Graphitoid kann maximal bis zu 5% ca. ansteigen. Der *Granat* ist nur spärlich und dem Gestein in grossen Porphyroblasten eingesprengt. Risse, die ihn zahlreich durchsetzen, sind mit kleinschuppigem Pennin ausgefüllt. Die übrigen Über- und Nebengemengteile, wie *Epidot*, *Turmalin*, *Apatit*, *Rutil* und *Erzreste*, sind nur in den geringsten Mengen vorhanden und verdienen keine spezielle Bemerkung.

Unter dem Mikroskop trägt die Textur ein grösstenteils mechanisch schieferiges Gepräge, Kataklase herrscht über Kristalloblastese bedeutend vor. Die *Struktur* ist granoblastisch-nematoblastisch.

2. Die Sismondingranatphyllite.

Woyno hat für das mittlere Val de Bagnes die Sismondinphyllite nach ihrer texturellen Ausbildung in zwei Abarten unterschieden, nämlich in dünnschieferige und in grobschieferige bis flaserige Ausbildungsformen. Ähnliches gilt auch für das obere Val de Bagnes. Den Typus der *dünnschieferigen Sismondinphyllite* fand ich anstehend knapp nördlich des Glacier du Durand auf ca. 2150 m Höhe. Diese Gesteine zeichnen sich neben ihrer Ebenschieferigkeit durch eine Unmenge von kleinen,

selten 1 mm Grösse übersteigenden, schwarzen Sismondinblättchen aus, die den Hauptbruch des Gesteins dicht übersäen. Da die Sismondinblättchen der Verwitterung einen grösseren Widerstand entgegensetzen als die übrigen Gemengteile, treten sie auf der angewitterten Gesteinsoberfläche deutlich aus dem quarzserizitischen Grundgewebe hervor. Bis erbsengrosse Granatkörner fehlen diesen Gesteinen nie, weshalb ich sämtliche als Sismondingranatphyllite bezeichne.

Flaserig texturierte Sismondingranatphyllite kenne ich als schmale Lagen vereinzelt aus den obersten Casannaschiefern beider Talseiten von Torrembey, aber stets nur in geringer Entwicklung. In grösserer Mächtigkeit finden sie sich südlich der untern Alphütten von Vingt-Huit. Südwärts fortschreitend beobachtet man hier ihren Übergang in Graphitoidphyllite und -quarzite, in Sismondinglaukophanphyllite und in Glaukophanite. Gegenüber den nur untergeordneten Phyllitvorkommen von Torrembey ist für diese Gesteine ein bedeutender Granatgehalt bezeichnend.

Der makroskopisch wahrnehmbare Mineralbestand dieser rostbraun anwitternden, auf frischem Bruch aber hellgrauen Gesteine besteht im wesentlichen aus Quarz, Serizit und Sismondin als Hauptgemengteile mit schwankenden Mengen von Chlorit, Granat und sporadisch auftretendem Turmalin. Für den flaserigen Sismondinphyllit von Vingt-Huit ist das stellenweise vollständige Aussetzen des Quarzes charakteristisch, für die angeführten ebenschiefrigen Gesteine hingegen das fast vollständige Fehlen von Chlorit.

Im Dünnschliff sieht man den *Quarz* in einzelnen Nestern angereichert oder bei quarzreicheren Typen als granoblastisches Grundgewebe, das von Serizit in helizitischen Windungen durchzogen wird. Ausnahmsweise tritt er fast ganz aus dem Mineralbestand aus. Lappige, buchtige Umgrenzung, unregelmässige bis plattige Ausbildung sind seine Haupteigenschaften. Seine Sprödigkeit macht ihn auch hier wieder zum Hauptträger der Kataklase, die bald nur in undulierender Aufhellung, bald aber auch in Drucksuturen und Mörtelkränzen zum Ausdrucke kommt. Der *Serizit* ist der Hauptgesteinsbildner der Sismondingranatphyllite. Mit abnehmendem Quarzgehalt der Gesteine geht er in äusserst feinschuppige bis fast dichte Ausbildungsformen über. Meist stellt ihn aber seine Entwicklung an die Grenze von Serizit und Muskovit und in Verwachsung mit dem Sprödglimmer ist er zu eigentlichen Muskovitblättchen individualisiert. Die feinschuppigen Serizite sind meist in dicht gedrängte Mikrofalten gelegt, die grösseren Blättchen

liegen als schmale Leisten zwischen den Quarzkörnchen und sind meist verbogen. Der *Sismondin*[1]) bildet im Maximum bis 2 mm grosse Porphyroblasten, die zu einem grossen Teile parallel der Schieferung im Serizitgewebe liegen. Die Sismondinblättchen zeigen eine vollkommene Spaltbarkeit, nach (001) und eine weniger gute nach (101), ausserdem macht sich eine weitere Spaltrichtung in Form von einzelnen, unter ca. 120° sich schneidenden Rissen und Sprüngen bemerkbar, die wahrscheinlich (110) entsprechen. Andeutungsweise findet man auch eine schlechte Spaltbarkeit nach (010), deren Orientierung sich aus den optischen Verhältnissen ergibt. Im Dünnschliff sind diese beiden letztgenannten Spaltbarkeiten an Querschnitten durch deutliche Querrisse ausgeprägt, längs denen die Sismondinindividuen gern in einzelne Stücke zerbrechen. Im polarisierten Licht erweisen sich die Porphyroblasten in den meisten Fällen als durch Viellingsbildung entstandene Komposite. Die Zwillingsbildung geht anscheinend nach (001), wenigstens verläuft die Zwillingsgrenze annähernd parallel (001). Die $\perp$(001) geschnittenen Komposite bestehen aus mehreren bis vielen, geradlinig aneinandergrenzenden und oft gegenseitig auskeilenden Lamellen, deren Interferenzfarben abwechselnd höhere und tiefere sind. Die höheren entsprechen den mit grünen Tönen pleochoritischen Lamellen, die niederer doppelbrechenden hingegen den Lamellen mit grünblauen bis grüngelben Interferenzfarben. Wir haben somit das Absorptionsschema:

a	>	b	>	c
olivgrün		grünlichblau		grünlichgelb.

a und b, die sonst an den Sprödglimmern optisch ziemlich schwer zu unterscheiden sind, (vgl. Niggli[2]) pag. 24) lassen sich hier an Basisblättchen mit Hilfe der Absorptionsfarben leicht auseinanderhalten. Solche zeigen den schiefen Austritt der positiven spitzen Bisektrix eines bedeutenden Axenwinkels.

In Schnitten senkrecht zur Basis zeigen die mit blauen Tönen pleochoritischen Lamellen stets die grössten Auslöschungsschiefen. Es liegt somit die Symmetrieebene in den Absorptionsaxen grünlichgelb und grünlichblau, die Axen-

[1]) Sismondin nenne ich den vorliegenden Sprödglimmer aus Analogie mit den vollkommen gleichartigen, nach Sismonda „Sismondin" genannten Sprödglimmern des Piemont.

[2]) P. Niggli, Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassives. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lieferung XXXVI, Bern 1912.

ebene hingegen geht mit den Absorptionsaxen c und a parallel. Die Axendispersion ist deutlich $\varrho > v$, die Bisektrisendispersion $c : c\varrho > c : cv$, der Unterschied (für gelb und rot) beträgt ca. 3°—4°. Die Doppelbrechung ist wenig höher als diejenige des Quarzes, nämlich 0,009—0,010 ca. Die maximale Auslöschungsschiefe, gemessen nach den basalen Spaltrissen, erreicht ca. 25°, in nahezu symmetrisch zueinander auslöschenden Lamellen, hingegen im Mittel ca. 13°. Die Lamellensysteme ein und desselben Kompositen zeigen öfters neben schwach schief bis gerade auslöschenden Lamellen (Orthopinakoidalschnitte) solche, deren Auslöschungsrichtungen zueinander einen Winkel von 30°—40° bilden. Wie schon Niggli (loc. cit. pag. 25) darauf aufmerksam macht, hängt dies mit der gegenseitigen Drehung der Zwillingsindividuen um 120° zusammen. Sanduhrstruktur ist nur schwach andeutungsweise vorhanden. Häufig geht der Sismondin mit Muskovit Parallelverwachsungen ein. Dasselbe gilt in noch höherem Masse vom Chlorit. So beobachtet man alle Formen von Doppelporphyroblasten mit wenig Chlorit bis zu solchen, in denen der Sismondin nur noch in reliktartigen Stücken grosse Chloritblätter begleitet. Im letzteren Falle möchte man fast an Chloritpseudomorphosen nach Sismondin, also an Umwandlungsvorgänge denken. Die Grossblätterigkeit des Chlorites spricht aber gänzlich gegen eine derartige Annahme und lässt derartige Verbandsverhältnisse eher als primär, d. h. als während der gleichzeitigen Entstehung der beiden Mineralien entstandene Verwachsungen erscheinen. — Der *Chlorit* zeigt die indigoblauen Interferenzfarben des Pennins mit positivem Zonencharakter. Kleine, stark lichtbrechende Einschlüsse rufen dunkelgrüne pleochroitische Höfe im Pennin hervor. Der Durchmesser derselben ist im Mittel 0.025 mm (vgl. auch pag. 126). Innerhalb des Hofes findet sowohl eine Erhöhung der Doppelbrechung als auch eine Änderung des optischen Charakters statt. Es tritt nämlich an Stelle des sonst positiven optischen Zonencharakters ein schwach negativer. In Gesteinen, in denen limonitische Infiltrationen eine Rolle spielen, breitet sich längs den Spaltrissen des Pennins ein stark licht- und doppelbrechendes, pleochroitisches Glimmermineral aus. Im polarisierten Licht erscheinen dann die indigoblauen Penninblätter wie von glänzenden Goldfäden parallel durchzogen. — *Granat* ist in allen zwischen Vingt-Huit und Lancey gelegenen Gesteinen der Übergemengteil katexochen. Gegenüber den meisten andern Gesteinen entwickelt er selten oder nie grössere Rhombendodekaeder, vielmehr ist hier die Kleinheit seiner Individuen bezeichnend. Zugleich mit dem

Kleinerwerden erfahren diese eine zunehmende idioblastische Ausbildung. Gewöhnlich sind viele Granatkörnchen und Kriställchen auf einem relativ engen Raume vereinigt, so dass sie durch Zertrümmerung grösserer Körner entstanden scheinen, besonders wenn sie sich mörtelartig um ein grösseres, unregelmässig begrenztes Granatkorn scharen. Gegen ihren kataklastischen Ursprung spricht aber die scharfe kristallographische Begrenzung der kleinsten Individuen, sowie die Beobachtung, dass ganze Reihen von Serizit- und länglichen Erzeinschlüssen sowohl durch die zentral gelegenen grösseren Granatkörner als auch durch die sie umgebenden Ansammlungen kleinster Granatkriställchen ungehindert hindurchsetzen. Dies wäre bei einer nachträglichen Zermalmung grösserer Körner nicht möglich. Die Bildung dieser Granathaufwerke dürfte vielmehr als eine erste Phase der Porphyroblastenbildung angesehen werden. Der Granat ist im Dünnschliff mit blassrötlicher Farbe durchscheinend. Er ist vollkommen isotrop und zeigt nie optische Anomalien. Wie im Sismondin so sind auch im Granat gelbbraune Rutilsäulchen und opake Titanerzfetzen eingewachsen. Das *Erz* bildet ausserdem zerhackte, lappige Partien, die von einer dünnen *Leukoxen*rinde überzogen oder von breiten *Titanomorphit*rändern umsäumt werden. Titanit in wohlindividualisierten, spitzrhombischen Kriställchen wird nur in den Sismondinphylliten von Vingt-Huit in grösserer Verbreitung angetroffen. *Apatit* in grösseren, zerbrochenen Körnern und *Zirkon* in abgerundeten, gerollten Säulchen, sind hin und wieder anzutreffen. *Orthit* ist in den glaukophanfreien Sismondinphylliten nur sporadisch. Er bildet fetzenartige, rostig zersetzte Reste, deren Orthitnatur sich aus dem kaffeebraunen bis gelbbraunen Pleochroismus ergibt, sowie aus der grossen Auslöschungsschiefe nach einzelnen Spaltrissen und den gelegentlich im Serizit und Chlorit erzeugten pleochroitischen Höfen. Turmalintrümmer erscheinen nur selten. *Kohlige Substanz* (Graphitoid) reichert sich gegen die Graphitoidphyllite hin an.

Die *kristalloblastische Reihe* dürfte lauten: Rutil, Titanit, Granat, Sismondin Muskovit–Chlorit–Serizit, Erze–Quarz.

Die *Textur* ist unter dem Mikroskop feingefältelt, helizitisch. Die Fältelung ist in den serizitreichen Typen sehr intensiv, in quarzreichern Gesteinen macht sie mehr einem mikrolentikularen Gefüge Platz. Das Strukturbild wird beherrscht durch die heteroblastische Ausbildung der einzelnen Komponenten, wobei Sismondin, Granat und eventuell Muskovit und Pennin als Porphyroblasten auftreten. Die *Struktur* ist

somit porphyroblastisch bei lepidoblastischem bis nematoblastischem Grundgewebe.

Durch Aufnahme von Albit gehen die Sismondingranatphyllite in Gesteine über, die den tonerdereichen Serizitalbitgneisen nahestehen. Zugleich tritt in den Mineralbestand auch Epidot ein, der den Sismondin zu verdrängen scheint. Wenigstens tritt der Sismondin mit der Zunahme der Kalksilikate rasch aus dem Mineralbestand aus. CaO wirkt somit auch hier „vergiftend" auf die Sprödglimmerbildung (vgl. Goldschmidt[1]). An Stelle des Sismondins tritt negativer Pennin, der nun die Rolle der Porphyroblasten übernimmt. Es ist in solchen Fällen oft schwer zu entscheiden, ob es sich um *Penninphyllite* mit akzessorischem Albitgehalt, oder um albitarme Chlorit-Serizitalbitgneise handelt. Solche Gesteine kenne ich aus den die Trias unterteufenden Casannaschiefern von Torrembey. Ich erwähne speziell derartige Vorkommen vom linken Ufer, die den Übergang von Sismondinphylliten über verschiedene Gneise zu Epidotchloritschiefern zeigen.

Gesteine, deren Granatreichtum sehr beträchtlich geworden ist, während der Sismondin zurücktritt bis fast fehlt, nähern sich eigentlichen *Granatphylliten*. Der Granat wird in ihnen ausnahmsweise bis haselnussgross. Aus beiden Fällen kann aber mit Deutlichkeit ersehen werden, dass sowohl Pennin als auch Granat vikariierend für den Sprödglimmer eintreten können.

3. Sismondinglaukophanphyllite.

Die typischen Vertreter dieser Gesteine stehen in dem bereits bei den Sismondingranatphylliten erwähnten Phyllitprofil von Vingt-Huit an (vgl. pag. 130). Grosse am Wege liegende Blöcke und Felsstücke führen uns diese Gesteine in all ihren verschiedenartigen Ausbildungsformen vor. In der Hauptsache handelt es sich um bunt anwitternde, grobschieferige Gesteine, die schon makroskopisch einen grossen Sismondin- und Glaukophangehalt wahrnehmen lassen. Im nördlichen Teile des Phyllitprofiles von Vingt-Huit herrscht Sismondin über Glaukophan vor, in der südlichen Hälfte aber kehrt sich mit der Annäherung an die Glaukophanite das Verhältnis allmählich um, so dass man einerseits von Sismondinglaukophan- und anderseits von Glaukophansismondinphylliten reden könnte.

---

[1]) V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiete, Kristiania 1911.

Die Sismondinabnahme führt hier aber nie bis zur Ausbildung selbständiger Glaukophanphyllite. Die Glaukophan- und Sismondinporphyroblasten verleihen dem Gestein ein grobkörniges Aussehen. Erstere erreichen im Maximum bis 1,5 cm Kantenlänge, letztere bilden bis 1 mm dicke Blättchen, die sich, mit der Lupe betrachtet, gewöhnlich aus mehreren, öfters rosettenartig gruppierten Einzelindividuen aufbauen. In den glaukophanreicheren Typen erkennt man oft schon durch das unbewaffnete Auge eine deutliche Verteilung der dunkelblauen Glaukophanprismen auf die quarzreicheren Gesteinspartien und der glänzenden, schwarzen Sismondinblättchen auf die serizitischen Lagen. Der Granatreichtum dieser Gesteine tritt besonders auf der angewitterten Gesteinsoberfläche hervor. Diese erscheint von erbsengrossen, rotbraunen Granatkörnern häufig wie übersät.

Einen von dem eben angeführten texturell abweichenden Typus stellen die Sismondinglaukophanphyllite der Alpe de Boussine dar. Die feinschieferigen Gesteine von Boussine zeigen einen seidenglänzenden Hauptbruch, der schwach wellenfurchenartig gerippt und von zahlreichen, aber nur kleinsten Sismondinschüppchen bestreut ist. Glaukophan ist darin in grosser Menge, aber nur in mit der Lupe erkennbaren Prismen sichtbar. — Im Dünnschliff ergibt sich für die Glaukophansismondinphyllite ein Mineralbestand von Quarz, Serizit, Sismondin, Glaukophan, Chlorit und Granat als Hauptgemengteile; Apatit, Eisenerze und Titanminerale als Nebengemengteile; Graphitoid, Orthit und Turmalin als Akzessorien. Chlorit und biotitartiger Glimmer treten als Zersetzungsprodukte des Glaukophans auf. *Quarz* verhält sich ähnlich wie in den Sismondingranatphylliten. Während er in grobschieferigen Typen bedeutende Körnergrösse und dementsprechend auch schöne Mörtelkränze zeigt, bevorzugt er in den feinschieferigen Abarten eine mehr plattige Ausbildung. Als Einschluss im Glaukophan ist er häufig. *Serizit und Muskovit* unterscheiden sich nicht von demjenigen der übrigen Phyllite. Um linsenförmige Quarzanreicherungen bildet der Serizit gerne Gleitfasern (im Sinne Beckes). In Verwachsung mit grösseren Orthitfetzen zeigt er die Erscheinung der pleochroitischen Höfe. Da aber die Orthitreste den Serizit an Grösse meistens übertreffen, machen sich seltener hoffömige als vielmehr nur partienweise Absorptionsunterschiede geltend. Die Absorptionsfarben sind dann:

c	=	b	>	a
blassgelb				farblos.

Eine Änderung im optischen Charakter oder in der Doppelbrechung konnte nicht nachgewiesen werden. Die Absorption im unbeeinflussten Serizit ist sehr schwach $\underset{\text{blassgelb}}{c} > \underset{\text{farblos.}}{a}$ Muskovitische Basisblättchen zeigen einen normalen Axenwinkel von ca. 60°. — Der *Glaukophan* ist in porphyroblastischer Ausbildung einzig auf die Phyllite beschränkt. Er erreicht hier die grössten Dimensionen, die je am Glaukophan der Casannaschiefer des obern Val de Bagnes beobachtet werden. Querschnitte von ca. 1 mm Durchmesser parallel der längeren Diagonale gehören nicht zu den Seltenheiten. An Grösse überragt er hier häufig den Sismondin, ausgenommen in den feinschieferigen Gesteinstypen, wo er feine, wohlbegrenzte Säulchen bildet. Die Porphyroblasten ordnen sich mit ihrer Längserstreckung fast ausnahmslos der Texturebene ein. Für Kataklase sind nur die grösseren Individuen empfänglich. Diese werden bisweilen durch parallel der c-Axe verlaufende Drucksuturen in mehrere quarzsektorenartige Lamellen zerlegt, von denen jede einzelne eine senkrecht zur Längsrichtung undulierende Auslöschung besitzt. Die gestaltliche Ausbildung des Glaukophans ist bedingt durch das Auftreten von (110) und gelegentlich (010). Eine terminale Begrenzung fehlt auch hier; bald brechen die einzelnen Säulchen ganz unvermittelt ab oder spiessen mit zwei oder mehreren Strahlen in die Quarzaggregate hinein, bald auch sind die Enden der Säulchen der Ort lebhafter Zersetzungsprozesse. Neben der vollkommenen Spaltbarkeit nach dem Prisma (110) zeigt der Glaukophan eine weniger gute nach (010) und ausserdem eine deutliche Querklüftung in annähernd basal verlaufenden, groben Rissen. Die optischen Eigenschaften sind die des gewöhnlichen Glaukophanes. Er zeigt meist eine ziemlich einheitliche Färbung und den Pleochroismus:

$$\underset{\text{hellblau}}{c} > \underset{\text{violett}}{b} > \underset{\text{blassgelb bis farblos.}}{a}$$

Die Auslöschungsschiefe beträgt meist $c\gamma$ 12° ca., die Doppelbrechung 0,026 ca. Der Axenwinkel bewegt sich ziemlich konstant um $2E = 68°$ ca. (Bestimmung mit dem Mikroskop). Änderungen im Axenwinkel oder in der Lage der Axenebene wurden im Glaukophan der Phyllite nie wahrgenommen. Parallel den Spaltrissen sind im Glaukophan hin und wieder Rutilsäulchen eingewachsen; in seinen grösseren Individuen wird er von tröpfchenartigem Quarz siebartig durchbrochen. Häufig erscheint er von staubförmig verteiltem Graphitoid

getrübt. Seltene Einschlüsse sind kleinste, in grünen Tönen pleochroitische Turmalinsäulchen mit trigonaler Endbegrenzung, sowie Orthitkörnchen mit pleochroitischen Höfen. Dieser Erscheinung begegnete ich nur in einem Gestein von Vingt-Huit. Die Höfe sind klein. Als grössten Durchmesser fand ich 0,06 mm, als Grösse des Einschlusses ca. 0,03 mm. Der Pleochroismus in den Höfen stellt sich als eine Verstärkung der Absorption des Glaukophanes dar, d. h. an Stelle der blauen und violetten Absorptionsfarben des Glaukophans erscheint stets ein schmutziges Grün, das parallel c seine grösste Intensität erreicht. Wir haben also:

c	>	b	>	a
tiefgrün bis blaugrün		grün		farblos bis blassgelb.

Die Auslöschungsschiefe wird um 2—3° ca. verringert, die Doppelbrechung um 0,003 ca. erhöht. Diese Erscheinungen stimmen ziemlich gut mit den Beobachtungen Hövermanns überein (siehe pag. 60 loc. cit.), die er an der mit RaBr bestrahlten Hornblende von Pargas machte. Sie decken sich auch mit den Ergebnissen der Experimente, die Mügge (s. pag. 60, loc. cit.) am Glaukophan von Syra anstellte. Mügge beobachtete den Übergang der blauen und violetten in gelbbraune Farbentöne bei gleichzeitiger Erhöhung der Doppelbrechung. Aus Glaukophangesteinen beschrieb erstmals Ktenas[1]) pleochroitische Höfe im Glaukophan um Zirkon und nach ihm ebenso Mügge (loc. cit.) aus dem Glaukophanquarzit eines Geschiebes auf Gotland.

Grosses Interesse beanspruchen auch die Umwandlungsvorgänge am Glaukophan. Seine Umwandlungsprodukte sind Chlorit sowie tief- bis braungrüne glimmerige Substanzen, die dem Biotit nahestehen. Bei der Chloritisierung breiten sich feinste Chloritaggregate von Quer- und Spaltrissen aus parasitär in der Glaukophansubstanz aus, ohne dabei aber die Orientierung nach den Spaltrissen des Glaukophanes zu zeigen, wie wir sie bei den Chloritalbitpseudomorphosen der Glaukophan-Epidot-albitgneise zu sehen Gelegenheit hatten. Den Hauptort der Chloritisierung bilden die Endigungen der Glaukophanprismen. Hier bilden feinste Chloritblättchen faser- oder bartartige Ansätze. Mit zunehmender Chloritisierung gehen diese in Aggregate über, die an einen zarten Graswuchs erinnern, der aus dem Glaukophan üppig hervorzuspriessen scheint. Dieser Chlorit zeigt durchwegs das optische Verhalten des negativen

[1]) A. Ktenas, Die Einlagerungen im kristallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Sifnos. T. M. P. M. Bd. XXVI, pag. 257. 1907

Pennins. Als Zwischenstadium zwischen dem Pennin und dem unzersetzten Glaukophan, z. T. auch selbständig, beobachtet man ab und zu ein biotitähnliches Glimmermineral. In seiner Aggregatform unterscheidet sich dieser vom Pseudomorphosenchlorit nicht, wohl aber durch seine intensiveren Absorptionsfarben:

c	=	b	>	a
olivgrün, öfters mit bräunlichem Ton				blassgelb

sowie durch die bedeutende Doppelbrechung. Ausserdem deuten auch vereinzelte, grössere Basisschnitte, die ein deutlich einachsiges, negatives Interferenzkreuz zeigen, auf einen biotitartigen Glimmer hin.

Oft beobachtet man den Fall, dass der helle Glimmer im Kontakt mit sich desaggregierendem, ausblassendem Glaukophan auf seiner Oberfläche eine feine Chagrinierung zeigt, die ganz an die dichtgedrängten Gänge des Holzwurmes erinnert. Die Ursache dieser Erscheinung liegt in einer krypto- bis mikrodiablastischen Verwachsung von Serizit bzw. Muskovit mit einem grün zu farblos pleochroitischen Glimmermineral. Ob es sich dabei ebenfalls um einen biotitartigen Glimmer oder aber um Chlorit (Leptochlorite?) handelt, konnte nicht ermittelt werden. Vielleicht kommt die Erscheinung durch einen „reaction rim"artigen Stoffaustausch zwischen Glaukophan und hellem Glimmer zustande. Neben diesen Umwandlungsprodukten sind vollständige Chloritalbitpseudomorphosen nach Glaukophan sehr selten.

Dem Pseudomorphosenchlorit sind hin und wieder feinkrümelige, hoch licht- aber nieder doppelbrechende Körnchen beigesellt. Es dürfte sich um eisenärmere Epidotmineralien handeln, an die sich der aus dem Strahlsteinmolekel des Glaukophans stammende Kalkgehalt band. Kleinste, blutrot durchscheinende Hämatitkörnchen und Flitterchen sind ebenfalls keine allzu seltenen Begleiter. Neben diesen Umwandlungserscheinungen tritt die Bildung der blaugrünen Hornblende stark zurück. Diese ist dieselbe wie in den Epidotalbitgneisen.

Der *Sismondin* ist derselbe wie in den Sismondinphylliten. In den grobschieferigen Gesteinstypen ist er stets in grossen Kompositen ausgebildet, in den feinschieferigen hingegen scheint nicht nur seine Grösse, sondern auch die Viellingsbildung stark reduziert zu sein. Demgemäss entwickelt er in letzterem Falle meist nur kleine, aus einem Einzelindividuum bestehende Blättchen. In direkten Schliffen zeigt er den Pleochroismus:

a	>	b	>	c
olivgrün		pflaumenblau		grünlichgelb.

Ebenfalls in dickeren Schliffen ist auch eine Sanduhrstruktur manchmal recht deutlich sichtbar. Längs- und Querschnitte zeigen die Sanduhrform lang und schlank, annähernd basale Schnitte dagegen kurz und gedrängt. Während bei Kreuzstellung des Polarisators mit den Spaltrissen des Sismondins die Sanduhrform nur schwach angedeutet ist oder fast ganz verschwindet, erreicht sie bei Parallelstellung das Maximum ihrer Sichtbarkeit. Auf Basisblättchen liegt die Längsrichtung der Sanduhrform parallel der olivgrünen Absorptionsfarbe, also parallel a. Sie besteht aus das Licht schwächer oder stärker absorbierenden Sektoren. Die Absorptionsunterschiede der einzelnen Anwachskegel scheinen also in erster Linie die Ursache des Sanduhrbaues zu sein. Mikroskopisch sichtbare, opake Einschlüsse, wie sie in dem von Niggli (loc. cit.) beschriebenen Chloritoid der Chloritoidschiefer des Tavetsch Sanduhrbau hervorrufen, sind hier auch mit der feinsten Vergrösserung nicht wahrzunehmen. Die Sanduhrstruktur muss demnach, wie bereits Goldschmidt (loc. cit.), Lehmann[1]) und Pelikan[2]) nachgewiesen haben, nicht auf isomorpher Schichtung, sondern auf die Anwesenheit nicht isomorpher, submikroskopischer Stoffe zurückgeführt werden. Im allgemeinen ist der Sismondin ziemlich einschlussarm, neben wenigen regellos eingewachsenen Rutilsäulchen und Turmalinprismen findet man mitunter stark lichtbrechende, als Orthitepidot gedeutete Körnchen eingeschlossen, die im Glaukophan, Pennin und Serizit, nicht aber im Sismondin pleochroitische Höfe erzeugen. So kommt es, dass solche, an der Berührungslinie von Pennin mit Sismondin liegende Körnchen im anliegenden Pennin die bekannten Absorptionsverstärkungen hervorrufen, während im angrenzenden Sismondin nicht die geringste Spur davon zu sehen ist. Nur einmal schienen sich in einem dickeren Spaltblättchen um einen orthitartigen Einschluss hofartige Farben- und Absorptionsunterschiede bemerkbar zu machen. Die Sprödglimmer sind somit für radioaktive Strahlung weniger empfindlich, wie sich auch aus den Untersuchungen Mügge's (loc. cit.) ergibt. Die Rutileinschlüsse finden ihre genetische Erklärung darin, dass das zur Sismondinbildung notwendige Eisen aus dem anwesenden Titaneisen

[1]) O. Lehmann, in Anal. physik. Chemie, N. F. Bd. 15.
[2]) A. Pelikan, Über den Schichtenbau der Kristalle. T. M. P. M. Bd. 16, pag. 1—64, 1896.

entnommen wurde, wobei der restierende TiO_2-Gehalt als Rutil zur Ausscheidung gelangte. — *Pennin*, *Granat*, von *Hämatit* umsäumtes *Magneteisen* oder von *Leukoxen* überrindetes *Titaneisen*, sowie *Rutil*, *Turmalin* und *Apatit* kommen in ähnlicher Ausbildung vor wie in den übrigen Phyllitgesteinen. Spärlich erscheinen auch *Karbonate* in gut begrenzten Rhomboedern oder in abgerundeten Körnern mit reichlicher Ausscheidung von Ferriten. — Ein stets aber nur in sehr geringer Menge vorhandener Übergemengteil der Glaukophansismondinphyllite ist der *Orthit*. Seine unregelmässig geformten Körner zeigen ein stark zersetztes Aussehen. Die wenigen, wahrnehmbaren optischen Eigenschaften fanden bereits bei den Sismondingranatphylliten Erwähnung. Die Epidotränder sind nur schmal oder überhaupt nicht vorhanden. Häufiger hingegen gehen aus dem Zerfall des Orthites Haufwerke von nieder doppelbrechenden Epidotmineralien hervor, die von Erzpartikelchen und sonstigen unentwirrbaren Trübungsprodukten erfüllt sind. Die betreffenden Epidotminerale sind von kurzsäuliger Gestalt, besitzen graue bis tiefblaue Interferenzfarben und dürften am ehesten Zoisitsäulchen darstellen.

Die *kristalloblastische Reihe* lautet ähnlich wie bei den Sismondinphylliten: Rutil, Turmalin–Glaukophan, Sismondin, Granat-Muskovit, Chlorit–Serizit, Erze–Karbonat–Quarz.

Unter dem Mikroskop wird die grobschieferige *Textur* durch die flaserige Anordnung der blätterigen Komponenten sowie durch die nesterweise Verteilung des Quarzes hervorgerufen. Die feinschieferige Textur ist an die parallele Lage der Serizit-Chloritkomponenten geknüpft, in geringem Masse auch an die nach der Schieferungsebene abgeflachten Quarzkörner (Kristallisationsschieferung). In diesem letzteren Falle verlieren Sismondin und Glaukophan zusehends an Grösse und verlieren auf diese Weise den Charakter von Porphyroblasten unter gleichzeitiger totaler Einordnung in die Texturebene. Es kann dies als ein deutlicher Beweis dafür gelten, dass die Kristallisationsschieferung der Porphyroblastenbildung direkt entgegenwirkt, währenddem in den grobschieferigen bis gefältelten Phylliten im festen Gesteinsgefüge auftretende Differenzialbewegungen eine allmähliche Herausbildung der kreuz und quer gelagerten Porphyroblasten bewirkt haben. Serizitreiche bis quarzfreie Gesteinstypen erscheinen infolge der dichtgescharten Serizitfältchen helizitisch texturiert (im Sinne Grubenmanns). Die heteroblastische *Struktur* wird durch die „einsprenglingsartige" Ausbildung von Sismondin, Glaukophan, Pennin und Granat hervorgebracht. Die Porphyro-

blasten liegen in einem granoblastisch-lepidoblastischen, stellenweise sogar nematoblastischen Grundgewebe. Kataklastische Phänomene wurden bereits mehrfach erwähnt.

Die Analyse eines *Sismondinglaukophanphyllites von Vingt-Huit* mit einem geringen Glaukophangehalt ergab folgendes Resultat:

	Analysenwerte	Mol.-Proportion
SiO_2	60,70	70,94
TiO_2.....	1,60	—
Al_2O_3.....	19,18	12,94
Fe_2O_3.....	1,93	—
FeO	5,04	5,64
CaO	0,90	1,09
MgO	3,42	5,88
Na_2O	1,20	1,33
K_2O.....	2,97	2,18
H_2O.....	2,90	—
CO_2	0,65	—
	100,49	100,00

Werte nach Osann-Grubenmann		Projektionswerte
S = 70,94	n = 3,8	a = 6,5
A = 3,51	m = 10,0	c = 2,1
C = 1,09	k = 2,0	f = 21.4
F = 11,52	M = 0,0	Σ = 30,0
	T = 8,34	

Der hohe Wert von S ist auf den bedeutenden Quarzgehalt zurückzuführen. Die geringe CO_2-Menge stammt aus spurenartig auftretenden Karbonaten. Der geringe Glaukophangehalt findet im Na_2O seinen Ausdruck. Die grosse Tonerdeübersättigung, T = 8,34, entspricht dem sedimentogenen Charakter dieser Gesteine. Systematisch muss das Gestein in die zweite Gruppe Grubenmanns (Tonerdesilikatgneise) und speziell in die Familie der eigentlichen Phyllite eingereiht werden.

Die Sismondinglaukophanphyllite können ähnlich, wie dies Grubenmann und Woyno für die Serizitalbitgneise tun, als „polymikte Tuffite" aufgefasst werden, nur mit dem Unterschiede, dass der grössere Reichtum an Tonerdesilikaten der Sismondinglaukophanphyllite auf eine geringere Beimischung von Eruptivmaterial gegenüber den Serizitalbitgneisen hinweist.

4. Glaukophanphyllite.

Die hierher gehörigen Gesteine entsprechen teilweise dem Glaukophan-Muskovitschiefer Grubenmanns (Glaukophan-Serizitschiefer Woyno's), allerdings mit der Unterscheidung, dass

die Glaukophanphyllite infolge des Fehlens des Albites einen Mineralbestand von vollkommen phyllitischem Charakter aufweisen. Ihr Fundort ist hauptsächlich das Gebiet von Lancey, wo sie als feingefältelte Zwischenglieder die Serizit-Glaukophanite und Phyllite miteinander verbinden. Bei den oberen Alphütten von Vingt-Huit (2210 m) beobachtet man ebenfalls diese Übergänge. Die Glaukophanphyllite sind hier aber nur wenig mächtig und oft auf nur wenige Zentimeter reduziert. Der Übergang von den Serizitglaukophaniten zu den Glaukophanphylliten vollzieht sich äusserlich ziemlich rasch durch das Auftreten von flachgedrückten Quarzlinsen mit muskovitischem Glimmer. Letzterer wird immer serizitischer und bildet schliesslich geschlossene Häute, in denen zahlreich Glaukophan- und Epidotporphyroblasten eingebettet liegen. Die bis 5 mm langen, ölgrünen Epidotstengelchen sind besonders schön auf der angewitterten Gesteinsoberfläche sichtbar. Mit zunehmender Annäherung an die Sismondinphyllite nimmt der Epidot sowohl an Grösse als auch an Menge rasch ab, wird akzessorisch und verschwindet endlich ganz. Nach seinem Verschwinden stellt sich sofort der Sismondin ein, der nun bestandsfähig zu sein scheint. Wir beobachten somit auch hier wieder diese Wechselbeziehung zwischen Sismondin und Epidot[1]).

Unter dem Mikroskop zeigen *Quarz*, *Glaukophan*, *Epidot* *Serizit* und *Chlorit* dieselben Eigenschaften wie in den bereits erwähnten Phylliten. Der *Titanit* nimmt gegen die Glaukophanite an Menge zu. *Karbonate* können sich in einzelnen Gesteinstypen stark anreichern und schieben sich einzeln oder zu Komplexen vereinigt lagenartig zwischen die übrigen Komponenten hinein. Dies deutet auf ihren primären Charakter hin. Das nur vereinzelte Auftreten von Drucklamellen nach $-\frac{1}{2}$ R (0112), die gelegentlich autoblastische Ausbildung sowie die öfters reichlich ausgeschiedenen Eisenoxyde (besonders Limonit und Hämatit) stellen die Karbonate in die Reihe Breunerit-Ankerit. Das Eintreten des Karbonates in den Mineralbestand, d. h. ein bedeutender CaO-Gehalt des Gesteins, scheint das Existenzfeld der Glaukophanphyllite gegen die Glaukophan-Sismondinphyllite hin zu erweitern, wenigstens erreichen karbonatführende Glaukophanphyllite eine grössere Mächtigkeit als karbonatfreie. — Die Akzessorien stimmen sowohl in ihrem Auftreten als auch in ihren optischen Eigenschaften

[1]) Diese Tatsache dürfte einen wichtigen Anknüpfungspunkt für phasentheoretische Betrachtungen darstellen.

mit denjenigen der bereits behandelten Phyllite überein, sie bestehen aus den erwähnten Titanitkriställchen, wenig xenoblastischem *Albit*, seltenen Zirkonkörnchen, grösseren Körnern von *Apatit*, korrodierten *Turmalinresten* und *Rutil* als Begleiter von *Titanerz*resten sowie *Pyrit*fetzen.

Die *Struktur* ist unter dem Mikroskop porphyroblastisch bei granoblastisch-lepidoblastischem Grundgewebe. Mit zunehmendem Glaukophangehalt, d. h. mit Annäherung an die Serizitglaukophanite wird sie zusehends homöoblastisch. Die *Textur* erweist sich als typisches Beispiel einer Kristallisationsschieferung nach dem Rieckeschen Prinzipe. Die Anordnung der blätterigen und stengeligen Komponenten erfolgt sowohl dimensional als grösstenteils auch kristallographisch parallel der Texturebene. Die grossen Chloritblätter sind mit ihren Basisflächen, die Glaukophanstengel hingegen mit der Längsrichtung und der längeren Diagonale der Querschnitte, also mit der b = und c = Axe mehr oder weniger parallel gerichtet. So kommt es dann, dass bei Parallelstellung von Polarisator und Texturebene neben den sattgrünen Absorptionsfarben des Chlorites in erster Linie die blauen und violetten Farbentöne des Glaukophans erscheinen. Bei Drehung um 90° treten neben den vorherrschenden gelben nur mehr vereinzelte violette Längsschnitte des Glaukophans auf, die dann meistens Schnitte normal zur spitzen Bisektrix a darstellen. Reichert sich der Karbonatgehalt im Gesteine stark an, so erhält es einen mehr massig-grobschieferigen Anblick und nähert sich dann stark einem karbonatreichen Glaukophanit.

Das Auftreten und der geologische Verband der Glaukophanphyllite ist korrelat demjenigen der Glaukophanepidotalbitgneise. Abgesehen von ihrem phyllitischen Habitus unterscheiden sie sich von den Glaukophanepidotalbitgneisen nur durch das Fehlen eines bedeutenden Albitgehaltes.

IV. Die Glaukophanite.

Glaukophanite nennt Grubenmann (loc. cit. pag. 200) dunkelblaugrüne bis dunkelblaue Gesteine mit Glaukophan und Epidot als Hauptgemengteile. Gesteine, die im wesentlichen dieser Zusammensetzung aus Epidot und Glaukophan entsprechen, können im obern Val de Bagnes nur in sehr beschränktem Umfange angetroffen werden. Weit zahlreicher aber sind Gesteine, die sich vorwiegend aus Glaukophan aufbauen, so dass sie meist tiefblau erscheinen, somit im wahren Sinne

des Wortes die Bezeichnung Glaukophanit verdienen. Unter diesem Sammelnamen fasse ich darum Gesteine zusammen, deren Hauptkriterium der Glaukophan als einziger Hauptgemengteil ist, eine Eigenschaft, die in gewissen Typen allein Pistazit und Zoisit mit ihm zu teilen vermögen, während in den Mineralbestand eintretender Serizit, Granat oder Karbonat dem Gestein wohl ein spezifisches Aussehen verleihen, stets aber nur die Rolle von charakteristischen Nebengemengteilen spielen. Dementsprechend unterscheide ich:

1. Zoisitglaukophanite,
2. Granatglaukophanite,
3. Serizitglaukophanite,
4. Pistazitglaukophanite.

1. Die Zoisitglaukophanite.

Den ersten Vertreter dieser eigenartigen Gesteine fand ich erratisch bei der Brücke über die Dranceschlucht nördlich der Alphütten von Pte. Chermontane. Das Gestein schien mir damals für dieses Gebiet wie überhaupt für die Casannaschiefer vollkommen fremdartig zu sein, erst als ich ca. 1 km südlich davon im Verbande mit Granat- und Serizitglaukophaniten derartige Gesteine anstehend fand, war der Beweis ihrer Zugehörigkeit zu den Casannaschiefern endgültig geliefert.

Das richtungslos massige Gestein erscheint auf den ersten Blick eher als ein unverändertes Eruptivgestein als zu den kristallinen Schiefern gehörig. Von graublauer Farbe zeigt es ein gleichmässiges, fein- bis mittelkörniges Gefüge, das nur ausnahmsweise die einzelnen Komponenten von blossem Auge identifizieren lässt. Mit der Lupe unterscheidet man als weitaus vorwiegendsten Gesteinsbildner graublaue Hornblende mit zwischengelagerten salischen Komponenten. Vereinzelte rötliche Pünktchen werden für Granat gehalten, spärliche gelbgrüne Körnchen deuten auf ein nur sehr untergeordnetes Auftreten des Pistazites. Die beim Betupfen des Gesteins mit verdünnter HCl stattfindende CO_2-Entwicklung verrät einen gewissen Kalzitgehalt.

Unter dem Mikroskop ergibt sich, dass Glaukophan und Epidotmineralien den weitaus grössten Anteil am Aufbau des Gesteins nehmen. Sehr wenig Albit und ganz vereinzelt auch Quarz füllen die letzten Zwischenräume aus. Als weitere Übergemengteile kommen ausserdem in Betracht: Granat,

Chlorit und Serizit und als Nebengemengteile Titanminerale und Apatit.

Der *Glaukophan* stellt nicht etwa einheitliche Individuen dar, vielmehr ist er fast durchwegs mit einer *grünen Hornblende* homoax verwachsen. Diese letztere, aus der der Glaukophan hervorgegangen zu sein scheint, bildet unregelmässig begrenzte, kernartige Partien im Innern des Glaukophans, wobei aber der Glaukophan den weitaus grössten Raum einnimmt. Homogene Glaukophanindividuen überwiegen in einzelnen Gesteinspartien die Mischindividuen. Spaltbarkeit nach (110) und Absonderung $\perp$ c sind bei beiden gleich ausgebildet. Der Glaukophan charakterisiert sich durch seine blasse Färbung, was in der graublauen bis grünblauen Gesteinsfarbe zum Ausdruck kommt. Die beiden Amphibole lassen sich schon im gewöhnlichen Licht durch gegenseitig verschiedene Absorptionsfarben leicht unterscheiden, während das Absorptionsverhältnis bei beiden dasselbe ist.

Glaukophan		Grüne Hornblende
a blassgelbgrün bis farblos b blassviolett c blassblau	$c = b > a$	a blassgrün bis farblos b grün c grün bis bräunlich-grün

Die approximativen Werte[1]) der Doppelbrechung sind:

Glaukophan	Grüne Hornblende
$\gamma - a = 0{,}021$ ca.	$\gamma - a = 0{,}018$ ca.
$\beta - a = 0{,}019$ ca.	$\beta - a = 0{,}012$ ca.
$\gamma - \beta = 0{,}002$ ca.	$\gamma - \beta = 0{,}006$ ca.

Aus dem Vergleiche der beidseitigen Werte ersehen wir, dass die Doppelbrechung des Glaukophans, abgesehen von Schnitten senkrecht zur spitzen Bisektrix, stets höher ist als diejenige der grünen Hornblende. Zugleich ersehen wir auch aus der Tabelle, dass die gegenseitigen Unterschiede der Interferenzfarben in Querschnitten sich in sprunghaften Änderungen ausprägen müssen, in allen übrigen Schnitten aber schiebt sich zwischen die blaue und grüne Hornblende eine mehr oder weniger breite Übergangszone ein, die die zwischenliegenden Interferenzfarben in ab- bzw. aufsteigendem Sinne zeigt. Die Auslöschungsschiefe ändert mit dem Grade der Umwandlung in Glaukophan, indem c γ der grünen Hornblende maximal bis 20° ca. erreicht und beim Glaukophan bis auf 4° ca. hinuntergeht. Der Glaukophan zeigt somit in jeder Hinsicht *gastaldit*ischen *Charakter*. Die Axenebene liegt bei beiden

[1]) Die Bestimmungen erfolgten nach der Farbentafel von Michel Lévy-Lacroix.

Amphibolen parallelsymmetrisch und a ist die spitze Bisektrix. Der Axenwinkel kann beim Glaukophan schätzungsweise mit über 70° ca. angegeben werden, steigt aber bei der grünen Hornblende noch bedeutend. Die Dispersion der Axen ist $v > \varrho$. Für die Frage nach den gegenseitigen Altersbeziehungen der beiden Hornblenden ist einerseits das kernartige Auftreten der grünen Hornblende und anderseits das reichlichere Vorkommen feinster Körnchen und Spindeln von Titanit und von wenig zahlreichen Rutilnädelchen im Glaukophan ausschlaggebend. Es deutet dies alles auf eine Umwandlung der grünen in die blaue Hornblende. Dadurch nämlich, dass sich aus der grünen Hornblende Titanit ausschied, wobei das CaO des Aktinolithmoleküles sich an TiO_2 band, wurde die Hornblende relativ alkalireicher, sodass langsam eine Anreicherung des Glaukophanmoleküles (auf Kosten des Aktinolithmoleküles) stattfinden musste. Die grüne Hornblende selbst muss mit der braungrünen bzw. braunen Hornblende der Zoisitalbitamphibolite in genetische Beziehung gebracht werden. — Wo der Glaukophan an Albit grenzt, ist er randlich in eine strahlsteinartige Randhornblende umgewandelt unter gleichzeitiger Ausfaserung der Enden der Prismen. Der Pleochroismus dieser Hornblende bewegt sich zwischen bläulichgrün und blassgelblich, die Auslöschung liegt zwischen 10° und 15°. Die Polarisationsfarben sind auffallend nieder und leiten oft zu denjenigen des häufig daneben auftretenden Hornblendechlorites über. Für dieses Nebeneinanderauftreten der Aktinolithisierung und der Chloritisierung, das auch in den übrigen Gesteinen sehr oft zu beobachten ist, dürfte die Ursache in der Scheidung der Moleküle des Glaukophans in Aktinolithmoleküle und tonerdereiche Tschermaksche Moleküle gesucht werden. Während letztere sich chloritisierten, lieferten die ersteren die aktinolithische Randhornblende. — Wo nur Glaukophanindividuen aneinanderstossen, trifft man die Hornblendisierung des Glaukophanes nie, wohl aber untergeordnet eine schwache Chloritisierung. — Neben den Amphibolen müssen als die charakteristischsten und häufigsten Gemengteile die *Epidotmineralien* angeführt werden. Diese liegen in Form von Zoisit *α* und *β*, von Klinozoisit und von sehr wenig Pistazit vor. Während die Zoisite ihre Hauptverbreitung in den Gesteinen mit den oben beschriebenen Verwachsungshornblenden finden, herrscht hingegen der Klinozoisit in den glaukophanreichsten Gesteinstypen vor. — Der *Zoisit β* ist in zahlreichen, breitsäuligen Individuen im Gesteinsgewebe zerstreut. Seine Grösse kann im Maximum 5 mm erreichen,

wobei Breite und Länge gewöhnlich im Verhältnis von 1 : 2 bis 1 : 3 stehen. Die Umgrenzung ist parallel der Hauptzone scharf und geradlinig, die Endbegrenzung hingegen ist äusserst mangelhaft. Gewöhnlich dringen hier Nachbarmineralien bis tief in den Zoisit ein. Die auf diese Weise entstehenden Einbuchtungen können den Zoisit sogar in zwei scheinbar getrennte parallele Individuen zerlegen. An Spaltrissen bemerkt man sowohl solche parallel der Hauptzone, als auch $\perp$ dazu. Daneben treten unregelmässige Querklüfte auf. Von Färbung oder Pleochroismus kann nichts wahrgenommen werden. Die Auslöschung ist gerade. Der Charakter der Hauptzone ist negativ, in wenigen Schnitten positiv. Die Interferenzfarben sind normal und erreichen bei 0,04 mm Schliffdicke ein klareres Grau. Die Doppelbrechung ist somit 0,006 ca. In Schliffen $\perp$ zur spitzen, positiven Bisektrix sinkt die Doppelbrechung beinahe auf 0,00, da der Axenwinkel kaum einige Grade beträgt. Die Axenebene verläuft $\perp$ zur Spaltbarkeit, die Dispersion ist stark $\varrho > v$. Diese Spaltbarkeit identifizieren wir mit (100) nach Weinschenk[1]) oder mit (010) nach Termier[2]). Die β-Natur dieses Zoisits ist damit erwiesen. Bisweilen beobachtet man parallel der Hauptzone verlaufende Bänder mit blaugrauen Interferenzfarben. Wird ein solches Band $\perp$ zur spitzen Bisektrix angetroffen, so entspricht ihm eine tief lavendelblaue Interferenzfarbe. Der Axenwinkel ist grösser als beim Zoisit β und die Axenebene liegt den Spaltrissen nach (100) (im Sinne Weinschenks) parallel, also $\perp$ zu derjenigen des mitverwachsenen Zoisit β. Ebenso ist auch die Dispersion umgekehrt, nämlich $v > \varrho$. Diese optischen Eigenschaften lassen keinen Zweifel übrig, dass es sich um den *Zoisit α* Weinschenks handelt. Beide Zoisite verwachsen somit parallel (100), wobei folgende Elastizitätsaxen einander entsprechen:

Zoisit α	Zoisit β
a	b
b	a
c	c

[1]) E. Weinschenk, Die gesteinbildenden Mineralien, II. Auflage, Freiburg, 1911.

[2]) P. Termier, Sur une variété de zoisite des schistes métamorphiques des Alpes et sur les propriétés optiques de la zoisite classique. Bull. Soc. Franc. de Min. 1898, t. XXI, pag. 148—170.

P. Termier, Sur une association d'épidote et de zoisite et sur les rapports cristallographiques, etc. Extr. du Bull. Soc. Franc. de Min. 1900, pag. 6—20.

Unregelmässige Durchdringungen, wie bei den eisenhaltigen Epidotmineralien, kommen hier nicht zustande.

Neben diesen Zoisiten tritt noch *Klinozoisit* in oft fetzenartigen, formlosen Partien auf. Eine bessere Ausbildung (100) (001), (101) erlangt er nur, wenn er im Karbonat, Albit oder Klinochlor eingeschlossen ist. Mit Granat bildet er häufig Verwachsungen. Zwillinge nach (100), hin und wieder in Form schmaler Lamellen, sind nicht allzu häufig. Der optische Charakter ist positiv, der Axenwinkel ist sehr gross, die Axendispersion stark $v > \varrho$. Die Dispersion der Bisektrixen ist ebenfalls deutlich $c : a v > c : a \varrho$. An Einschlüssen führt er nur Rutil und reihenweise angeordnete winzigste Körnchen von unbekannter Natur. Das reichlichere Auftreten des Klinozoisites in den glaukophanreichsten Schliffen spricht deutlich dafür, dass mit zunehmendem Fe_2O_3-Gehalt des Gesteines an Stelle des fast eisenfreien Zoisites der Klinozoisit tritt.

Neben den genannten Mineralien nehmen die übrigen Komponenten quantitativ eine nur untergeordnete Stellung ein. Der Feldspat erweist sich stets als *Albit* bis *Albit-Oligoklas*. In Form von wasserklaren Xenoblasten greift er zwischen die einzelnen Gemengteile hinein. In Form rundlicher Körner hingegen bildet er vereinzelte Nester. Er führt nur wenig Einschlüsse, gelegentlich aber Gaseinschlüsse mit tanzenden Libellen. *Quarz* wird nur ausnahmsweise angetroffen, ebenso der *Serizit*. Häufiger ist ein *Klinochlor* mit einer Doppelbrechung von 0,006 ca. und deutlicher Bisektricendispersion $c : c v > c : c \varrho$. Die Auslöschung ist seidenartig flaumig, $c \gamma = 3^0$ ca. Der Pleochroismus ist im Gegensatz zu demjenigen des meist angetroffenen Klinochlor stets sehr schwach von bläulichgrün zu gelbgrün. Der Axenwinkel ist klein. — Der *Granat* kommt nie zu Bedeutung. Er zeigt teils vollkommen idioblastische Ausbildung mit mannigfachen Einschlüssen, teils ist er mit Klinozoisit siebartig verwachsen. *Apatit* bildet rundliche Körner. *Titanit* kommt in Insekteneierform vor. *Leukoxen*haufwerke sind seltener. Das Karbonat ist nur wenig gestreift, braust aber mit verdünnter HCl betupft stark auf. Es liegt also *Kalzit* vor.

Erze sind keine vorhanden. Die gegenseitige Ausbildung der Komponenten lässt folgende *kristalloblastische Reihe* aufstellen: Rutil, Titanit–Zoisit–Granat, Klinozoisit–Amphibole–Chlorit–Albit–Karbonat. Unter dem Mikroskop ist das Gestein *texturell* durch die vollständig richtungslose Anordnung der Komponenten gekennzeichnet. Die *Struktur* ist granoblastisch, hin und wieder blastogabbroid. Sowohl der ganze

Gesteinshabitus als auch die scheinbar proterogenen, grünen Hornblenden sprechen zur Genüge dafür, dass die Zoisitglaukophanite nur eine höher metamorphe, natronreichere Facies der Zoisitalbitamphibolite darstellen (vgl. weiter unten pag. 183 u. ff.).

Die Analyse des *Zoisitglaukophanites von Vingt-Huit* hatte folgendes Ergebnis:

	Analysenwerte	Molekularprozente
SiO_2	47,10	56,19
TiO_2.....	1,50	—
Al_2O_3.....	20,61	14,01
Fe_2O_3.....	1,58	—
FeO	7,06	8,17
MgO	2,67	4,63
CaO	10,60	13,12
Na_2O	2,56	2,82
K_2O.....	1,43	1,06
H_2O.....	1,75	—
CO_2	3,97	—
	100,83	100,00

Werte nach Osann-Grubenmann		Projektionswerte
S = 56,19	n = 7,26	a = 3,9
A = 3,88	m = 8,11	c = 10,2
C = 10,13	k = 0,95	f = 15,9
F = 15,79	M = 2,99	Σ = 30.0
	T = 0,00	

Von der Annahme ausgehend, dass das Karbonat grösstenteils schon vor der Metamorphose des Gesteins in demselben, vielleicht als Zersetzungsprodukt von CaO-Silikaten, anwesend war, habe ich von der Abrechnung einer dem CO_2 äquivalenten CaO-Menge Abstand genommen. Der relativ hohe Wert für *M* könnte vermuten lassen, dass in den Hornblenden das Aktinolithmolekül vielleicht vorhanden ist. Ziehen wir aber den bedeutend hohen CO_2-Gehalt mit in Betracht (Kalzit), so müssen wir vielmehr eine sehr CaO-arme Hornblende voraussetzen. Aus demselben Grunde ist auch anzunehmen, dass in der Hornblende ein bedeutender Tonerdegehalt steckt, da wir bei obenerwähnter Abrechnung eine beträchtliche Tonerdeübersättigung der Analysen erhalten würden. Diese würde im Vorhandensein Tschermak'scher Moleküle ihre Erklärung finden. Ähnliche Verhältnisse werden wir bei den naheverwandten Zoisitalbitamphiboliten antreffen. Nach der Systematik von Grubenmann (loc. cit. pag. 212) gehören die Zoisitglaukophanite in die IV. Gruppe (Eclogite und Amphibolite) und können somit füglich der Familie der Glaukophanite zugerechnet werden.

2. Granatglaukophanite.

Diese lasse ich auf die Zoisitglaukophanite folgen, da sie lokal das Zoisitglaukophanitvorkommen von Vingt-Huit begleiten. Sie sind daselbst als wenig mächtige und nur wenig beständige Bildung zwischen die Zoisitglaukophanite und Serizitglaukophanite eingeschaltet und können als Randfazies der Serizitglaukophanite aufgefasst werden.

Der typische Granatglaukophanit zeigt in einem grösstenteils massig gefügten, feinfilzig bis dicht erscheinenden, dunkelindigofarbenen Untergrund von Glaukophan bis 3 mm grosse „Einsprenglinge" von rotem Granat. Glaukophan und Granat nehmen somit den Hauptanteil an der Zusammensetzung der typischen Granatglaukophanite. Pyrit in kleinen Würfeln oder in unregelmässigen Fetzen ist da und dort eingesprengt. Das Mikroskop fügt dazu noch als weitere Über- und Nebengemengteile: wenig Albit und Karbonat, spärlich Epidot, Chlorit, Apatit und Leukoxen.

Der *Glaukophan* bildet über 70—80% des gesamten Gesteins. Seine Individuen sind richtungslos miteinander verwachsen, gelegentlich aber auch annähernd parallel orientiert. Die optischen Eigenschaften entsprechen denen des gewöhnlichen Glaukophans mit $c\gamma = 6—7°$ ca. im spitzen $\sphericalangle \beta$ und einem grossen Axenwinkel von $2E = 60—70°$. Umwandlungserscheinungen in Chlorit sind wenig verbreitet. Der *Granat* findet sich in wohlbegrenzten Rhombendodekaedern unregelmässig im Glaukophangewebe zerstreut. Kleinste, rosa durchscheinende Kriställchen sind deutlich zu grösseren Porphyroblasten vereinigt, wobei man die Umrisse der einzelnen Kriställchen noch deutlich erkennen kann. Der Granat nimmt hin und wieder parasitäre Penninschüppchen, sowie Leukoxenstaub auf, öfters umwächst er auch den Glaukophan. Der spärliche *Epidot* ist ein schwach pleochroitischer Pistazit. Der *Albit* zeigt ausser in vereinzelten, das Gestein aplitartig durchziehenden Albitadern keine Zwillingslamellierung. Sein Auftreten ist nur ganz akzessorisch. Das *Karbonat* weist nur wenig Drucklamellen auf; wegen seiner leichten Angreifbarkeit durch verdünnte HCl dürfte es sich aber trotzdem um Kalzit handeln. Makroskopisch beobachtet man im Gestein mitunter grobkörnige Kalzitanreicherungen, die oft an sekundäre Infiltrationen erinnern. Der *Apatit* als getreuer Begleiter des Glaukophans fehlt auch diesen Gesteinen nicht. Mehrere Körnchen sind gewöhnlich nesterartig vereinigt. Der *Pyrit* zeigt im Dünnschliff öfters feine Ränder von Magnetit. Gewöhnlich aber

ist er weitgehend limonitisiert. Die Titanitsubstanz kommt fast ausschliesslich in Form fetzen- bis schlierenartiger, getrübter *Leukoxen*haufwerke vor. Geringe, staubartige Reste des ehemaligen *Ilmenites* lassen sich darin immer nachweisen.

Texturell kommt unter dem Mikroskop durch die stellenweise Parallelorientierung der Glaukophanprismen eine wenig ausgeprägte Kristallisationsschieferung zustande. Diese vermag aber die makroskopisch massig erscheinende Textur nicht zu verwischen. Die *Struktur* ist porphyroblastisch bei feingranoblastischem Grundgewebe.

Diese Normalzusammensetzung der Granatglaukophanite kann schon in ein und demselben Handstück eine starke Abänderung erfahren. Bei Ersatz des Granates durch Serizit gehen sie in die Serizitglaukophanite über, durch Aufnahme von Albit und Epidot leiten sie zu grantführenden Glaukophanalbitschiefern über. Andererseits können durch teilweise Chloritisierung des Glaukophans *chlorit- und albitführende Granatglaukophanite* zur Entwicklung gelangen. Ein Gestein dieser Art lernte ich aus einem Geschiebe kennen, das der linken Seitenmoräne des Glacier du Mt. Durand entstammt. Das grobschieferige Gestein ist makroskopisch von dem eben behandelten normalen Granatglaukophanit durch einen mehr graublauen Farbenton unterschieden. Grösser wird der Unterschied erst im Dünnschliff. Blassrötliche, zerstreut oder lagenweise angeordnete Granat- und Pyritkriställchen liegen in einer bläulichgrünen „Grundmasse" von vorwiegend Glaukophan und dessen Umwandlungsprodukten: blaugrüne Hornblende und Chlorit. Daneben treten ferner auf: *Albit*, *Apatit*, ganz vereinzelt *Epidot* mit *Orthitkern*, *Biotit* und *Serizit* und schliesslich *Titanerz*reste mit *Titanomorphit*rändern und parallel der Schieferung ausgezogene *Leukoxen*schnüre.

Wo die Glaukophanprismen dicht aneinanderlagern, kann höchstens Chloritisierung Platz greifen, wo die Glaukophane aber in den Albit hineinspiessen, stellt sich überall blaugrüne Hornblende in feinsten Nadeln ein.

Der Granat ist im Kontakt mit Glaukophan streng idioblastisch; öfters aber ist er von Biotit-Chloritaggregaten umhüllt, die auf Kosten des Granates wachsen. Geht die Aufzehrung des Granates durch Biotit und Chlorit mehr oder weniger konzentrisch vor sich, so findet man schliesslich nur mehr einen geringen, korrodierten Granatrest, umgeben von einem Saum tiefgrüner bis braungrüner Biotitschüppchen, daran schliesst sich nach aussen eine Chloritzone und schliesslich kleine Albitkörnchen als äusserste Zone, die öfters noch

die Umrissformen des ehemaligen Granates zeigen. Der Albitkranz ist nur selten gut sichtbar. Als Ursache darf eine zwischen Glaukophan und Granat wirksame Reaktion angesehen werden. Später bei den Granatalbitamphiboliten (vgl. pag. 166 u. 167) werden wir erneut Gelegenheit haben, auf derartige Granatumwandlungen einzugehen.

Diese beiden Umwandlungsphänomene, sowohl die Albit-Hornblende-Chloritbildung aus Glaukophan als auch die Albit-Chlorit-Biotitbildung z. T. aus Granat, zeichnen uns den Weg vor, auf dem wir von den Granatglaukophaniten zu den granatführenden Glaukophanalbitschiefern und von diesen zu den Granatalbitamphiboliten und schliesslich zu den Chloritalbitamphiboliten und Epidotchloritschiefern gelangen können.

Die Analyse des *Granatglaukophanites von Vingt-Huit* ergab folgende Resultate:

	Analysenwerte	Molekularprozente
SOi_2	49,30	57,37
TiO_2	2,10	—
Al_2O_3	14,89	9,95
Fe_2O_3	2,88	—
FeO	12,46	13,04[1])
CaO	4,90	5,98
MgO	5,25	8,95
Na_2O	4,18	4,59
K_2O	0,16	0,12
H_2O	2,10	—
CO_2	1,38	—
	99,60	100,00

Werte nach Osann-Grubenmann		Projektionswerte
S = 57,37	n = 9,7	a = 4,3
A = 4,71	m = 9,67	c = 4,8
C = 5,25	k = 0,93	f = 20,9
F = 22,72	M = 0,73	Σ = 30,0
	T = 0,0	

Das analysierte Gestein, dessen Pulver vor dem Gebläse zu einem schwarzgrünen, dichten und schwach magnetischen Glase schmilzt (hoher Eisengehalt!) zeigt ein Verhältnis von $Na_2O : Al_2O_3$, das demjenigen des analysierten Eisengastaldites ziemlich ähnlich ist. Tatsächlich steht das analysierte Gestein auch in allernächster Nähe des Serizitglaukophanites an, aus dem das Material des „Eisengastaldites von Vingt-Huit" stammt (vgl. weiter unten pag. 176 u. ff.). — Nach der Systematik

[1]) Zieht man in Betracht, dass das Fe_2O_3 im Glaukophan als isomorpher Vertreter des Al_2O_3 auftritt, so sollte dementsprechend das Fe_2O_3 nicht zum FeO, sondern zum Al_2O_3 zugerechnet werden.

von GRUBENMANN kann der Granatglaukophanit als Bindeglied zwischen der Gruppe IV (Eclogite und Amphibolite) und der Gruppe VII (Chloromelanitgesteine) aufgefasst werden; er steht aber der ersteren Gruppe näher.

3. Serizitglaukophanite.

Im Glaukophanitprofil von Vingt-Huit (ungefähr beim „H" von Vingt-Huit) folgen auf die Granatglaukophanite die mehrere Meter Mächtigkeit erlangenden Serizitglaukophanite. Es sind dunkelblaue, massige bis verworren flaserige Gesteine, die sich fast nur aus Glaukophan und Serizit aufbauen. Dabei kann aber der Serizit bis auf verschwindend kleine Mengen zurücktreten, so dass Gesteine entstehen, die den Namen Glaukophanfels verdienen. Der stets, wenn auch oft nur akzessorisch, anwesende Serizitgehalt veranlasst mich aber, sowohl die serizitreichen als auch die serizitarmen Typen unter der Bezeichnung Serizitglaukophanit zusammenzufassen. Ausser den genannten Vorkommen von Vingt-Huit bilden Serizitglaukophanite lagenartige, kaum 1 m mächtige Einschaltungen in den Phylliten von Lancey und Boussine.

In einem Mitteltypus dieser Gesteine erscheint der Serizitgehalt in hellgrünen, silberglänzenden Putzen angereichert, die im dunkelblauen Glaukophangewebe oft ziemlich regelmässig zerstreut sind. Makroskopisch werden ausserdem noch würflige Pyritkristalle und Limonitpseudomorphosen nach solchen angetroffen. Unter dem Mikroskop bereichert sich diese monotone Gesteinszusammensetzung noch durch das Hinzutreten von wenig Chlorit, Epidot, Karbonat und ansehnlichen Mengen von Titanmineralien.

Die *Glaukophanprismen*, die zu grosser Feinheit herabsinken können, sind zu einem stellenweise ausschliesslich nur aus Glaukophan bestehenden Gewebe verfilzt. Diese Verfilzung feinster Glaukophannädelchen verschafft dem Gestein einen weichen Seidenglanz. In der gegenseitigen Orientierung der einzelnen Individuen kann ab und zu eine strenge Parallelität konstatiert werden. Der Glaukophan zeigt den gewöhnlichen Pleochroismus:

c	>	b	>	a
blau		violett		farblos bis blassgelblich.

Die Auslöschung $c\gamma$ schwankt um 5° ca. Der Axenwinkel ist gross, die Axenlage parallelsymmetrisch. Der Glaukophan stellt sich chemisch als ein Eisengastaldit dar (vgl. pag. 178)

Die *Serizit*putzen geben sich unter dem Mikroskop als ein wirres Haufwerk kleiner, farbloser Serizitschüppchen zu erkennen. Sie sind häufig begleitet oder verwachsen mit *Chlorit*, der immer dem positiven Klinochlor angehört. Der *Epidot* ist nur sehr spärlich, gewöhnlich führt er einen graublauen, nieder doppelbrechenden *Orthit*kern. Die Titanmineralien sind wieder allverbreitet, sei es, dass sie uns in Form von winzigen *Rutil*nädelchen und *Titanit*körnchen als Einschlüsse im Glaukophan entgegentreten, oder sei es, dass sie als *Titanomorphit*kränze oder als *Leukoxen*haufwerke vorhanden sind. Wohlausgebildeter selbständiger Titanit ist selten. Der *Pyrit* ist öfters durch Limonitpseudomorphosen vollständig ersetzt. Der spärlich lamellierte *Kalzit* ist ganz unregelmässig im Gestein verteilt. Teilweise ist er sekundär infiltriert. Die *Textur* ist undeutlich kristallisationsschieferig bis wellenförmig gefältelt. Die *Struktur* ist feingranoblastisch bis schwach lepidoblastisch. In pyritreichen Partien kann durch die porphyroblastische Ausbildung des Pyrites eine heteroblastische Struktur hervorgerufen werden.

Der *Serizitglaukophanit von Vingt-Huit* wurde mit folgen dem Resultat analysiert (Nr. VIII):

	Analysenwerte	Molekularprozente
SiO_2	53,00	61,87
TiO_2	3,30	—
Al_2O_3	14,08	9,24
Fe_2O_3	3,04	—
FeO	10,58	11,11
CaO	2,03	2,43
MgO	5,45	9,12
Na_2O	4,55	4,91
K_2O	1,87	1,32
H_2O	1,35	—
CO_2	1,73	—
	100,98	100,00

Werte nach Osann-Grubenmann		Projektionswerte
S = 61,87	n = 7,9	a = 6,5
A = 6,23	m = 10,0	c = 2,5
C = 2,43	k = 0,99	f = 21,0
F = 20,23	M = 0,00	Σ = 30,0
	T = 0,58	

Das Gesteinspulver schmilzt, wie dasjenige des Granatglaukophanites von Vingt-Huit, zu einem dichten, schwarzen bis schwarzgrünen, magnetischen Glase. Auch sonst zeigen die Analysenwerte eine ziemliche Annäherung an den Granatglaukophanit von Vingt-Huit (vgl. pag. 141). Grössere Unterschiede machen sich nur in den Werten für S, C. und n be-

merkbar. Die Ursache dieser Differenzen muss grösstenteils (abgesehen vom höheren TiO_2-Wert der Serizitglaukophanite) im Ersatz des Granates durch Serizit gesucht werden, S wird so höher, n niederer. Der schwache Tonerdeüberschuss ist beim Zusammenauftreten von gastalditischem (Al_2O_2-reichen) Glaukophan und Serizit wohl begreiflich.

Das Gestein muss nach seiner chemischen Zusammensetzung zur VII. Gruppe (Chloromelanitgesteine) der GRUBENMANN'schen Klassifikation gestellt werden.

Abweichend von diesen normalen Serizitglaukophaniten zeichnen sich die Serizitglaukophanite von Lancey und von der Alpe de Boussine durch eine bedeutende *Karbonatführung* aus. Neben farblosem, durch verdünnte HCl leicht löslichem Karbonat, also Kalzit, beobachtet man darin auch bräunliche, durch verdünnte HCl nicht oder nur wenig angreifbare Karbonate der Ankerit-Breunerit-Sideritreihe. Zugleich mit den Karbonaten tritt häufig auch Pistazit in den Mineralbestand ein. In diesem Falle wird auch der Glaukophan Fe_2O_3reicher; seine Axenfarben werden intensiver und sein Axenwinkel geht bis in die Nähe von 0° herunter. Makroskopisch prägt sich dies in einem tiefdunkelblauen bis fast schwarzen Farbenton des Glaukophanes aus. — Der, wenn auch nur akzessorisch, so doch immer vorhandene *Albit* macht gegen die Phyllite hin einem zunehmenden Gehalt an undulösem *Quarz* Platz. Parallel damit wird der *Chlorit* penninartig, während er im typischen Glaukophanit eher dem Klinochlor zuneigt. Erwähnenswert sind noch die muskovitischen Glimmer. Die übrigen Komponenten sind dieselben wie in den Serizitglaukophaniten.

Die *Textur* erscheint als typische Kristallisationsschieferung. Die *Struktur* ist lepidoblastisch bis schwach poikiloblastisch.

Der Karbonatanreicherung scheinen innerhalb der Reihe der karbonatreichen Serizitglaukophanite des obern Val de Bagnes gewisse Grenzen gesetzt zu sein. Der Glaukophangehalt herrscht über die Karbonate stets weit vor, was auch in der durchwegs blauen bis blaugrauen Gesteinsfarbe zur Geltung gelangt. Demgegenüber beschreiben Grubenmann und Woyno Glaukophangesteine, die wegen ihres übergrossen Karbonatreichtums der Gruppe der Kalksilikatgesteine eingegliedert werden müssen. Derart karbonatreiche Gesteine scheinen auf den mittleren Teil des Val de Bagnes beschränkt zu sein.

4. Pistazitglaukophanite.

Diese Gesteine stammen aus dem Gebiet der Drance-schlucht vom Pte. Chermontane. Hier fand ich sie auf beiden Talseiten ob der Schlucht in engem Verband mit Crossit-Pistazitglaukophaniten und entsprechenden Epidositen, sowie mit Glaukophan- bzw. Crossitalbitschiefern. Sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch entsprechen sie ziemlich den Glaukophanepidotgesteinen GRUBENMANN's und WOYNO's.

Der typische Pistazitglaukophanit ist ein massiges Gestein, das nur hin und wieder eine schwache Andeutung von grober Schieferung zeigt. Die blaugrüne Gesamtfarbe des Gesteins weicht in vereinzelten, linsenartigen, oft auch ganz unregelmässigen Partien einer mehr grünen Gesteinsfarbe. Diese Partien entsprechen Anreicherungen von Epidot und tragen den Charakter von Glaukophanepidositen. Im allgemeinen aber zeigt das Gestein ob der Schlucht von Pte. Chermontane gegenüber den von Woyno beschriebenen Typen eine viel innigere Durchmischung der einzelnen Gesteinskomponenten. Eine lagenartige Trennung von Glaukophan und Epidot, wie z. B. im Gestein von der Brücke von Brussoney, kommt meist nicht zur Ausbildung.

Der makroskopisch wahrnehmbare Mineralbestand besteht aus reichlich Glaukophan, untermischt mit schwankenden Mengen von Pistazit, dazu gesellen sich zerstreute Albitkörner und wenig zahlreiche Serizitschüppchen. Der Chlorit erreicht nur selten makroskopische Grösse. Von ganz unregelmässigem Auftreten ist der Quarz, der sich teils linsen-, teils schlierenartig ansammelt. Ein schwaches Aufbrausen des Gesteins beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure verrät die stete Gegenwart von Karbonaten.

Das mikroskopische Bild des Pistazitglaukophanites zeigt in den meisten Fällen das *Vorherrschen* des *Pistazites*. Seine mittlere Menge wurde nach der Methode von Rosival zu 45% ca. bestimmt. Grössere Körner erreichen Dimensionen bis zu 2 mm. Die Begrenzung ist im allgemeinen eine ziemlich schlechte. Während kleinere Individuen ab und zu noch einzelne Formen der Orthodomenzone erkennen lassen, zeigen die grösseren eher lappige Umrisse und bei zunehmender Verwachsung mit andern Komponenten eine schwache Andeutung von Siebstruktur. Charakteristisch ist für alle Individuen ein ausgesprochenes Tendieren nach der b-Axe. Die Spaltung nach (001) ist sehr vollkommen, während diejenige nach (010) sich nur in wenigen, gröberen Querrissen bemerkbar macht.

Zwillinge nach (100) sind nur bei den grösseren Epidotindividuen ausgebildet. Der Schalenbau des Pistazites ist stets sehr gut entwickelt. Schon an dieser Stelle sei auf die merkwürdige, regelmässige Assoziation der eisenreichen Pistazite mit dunkelgefärbten Glaukophanen hingewiesen (vgl. pag. 150). Kataklastische Einwirkung ruft in den grossen Epidotindividuen wandernde Auslöschung, Biegung und Zerbrechung hervor. Unter den wenigen Einschlüssen ist Glaukophan am häufigsten vertreten. Der *Glaukophan* bildet tiefgefärbte Prismen von sehr schwankender Grösse. Er reichert sich nesterweise an oder zieht in langen Zügen zwischen den Epidotkörnchen hindurch. Sein Pleochroismus ist:

c	>	b	>	a
indigoblau		violett		hellgelbgrün.

Die Doppelbrechung wurde zu 0,021 ca. bestimmt, die Auslöschungsschiefe nach den prismatischen Spaltrissen zu 12° ca. Prüft man annähernd geradeauslöschende Schnitte nach (100) auf den Charakter der Hauptzone, so zeigen sie, wenn auch oft nur schwer erkennbar c in der Längsrichtung liegend. Randlich oder im Zentrum, seltener in unregelmässigen Schlieren, findet man ab und zu auch isotrope Partien oder auch solche mit negativem Zonencharakter. Die isotropen Partien erweisen sich im konvergenten Licht als negativ einaxig, während der Grossteil der Glaukophanschnitte mit Chz + einen geringen Axenwinkel mit parallelsymmetrischer Axenlage zeigt. Es handelt sich somit um homoaxe Verwachsungen von Glaukophan mit kleinem Axenwinkel mit einem einaxigen, blauen Natronamphibol, den ich jetzt und im folgenden infolge seines Übergangscharakters zum normalsymmetrischen Crossit als *Glaukophancrossit* bezeichne.

Grössere Glaukophansäulchen sind von tröpfchenförmigem Quarz durchsiebt, ebenso sind auch Erzpartikel und Rutilsäulchen in ihm eingewachsen. Die sonst so häufige Chloritisierung des Glaukophans bleibt bei den typischen Pistazitglaukophaniten auf die ersten Anfänge beschränkt. — Der auftretende *Chlorit* erscheint gewöhnlich in ziemlich homogenen Blättchen und unterscheidet sich dadurch von dem sekundären Glaukophanchlorit. Die optischen Eigenschaften sprechen für Klinochlor. Er ist häufiger mit Epidot als mit Glaukophan verwachsen. Der *Serizit* ist teils mit Chlorit verwachsen, teils liegt er regellos in dem die freigebliebenen Interstitien ausfüllenden Albit eingebettet. Bisweilen beobachtet man kleine *Biotit*schüppchen mit ihm verwachsen. *Quarz* ist nur akzessorisch

vorhanden. Grössere Quarzadern sind sekretionären Ursprungs. Unter den Titanmineralien kommt *Titanit* an die erste Stelle zu stehen. Im Chlorit liegend zeigt er fast ohne Ausnahme die spitzrhombische Kristallform; nur wo er in feinen Körnchen im Albit liegt, neigt er zur Insekteneierform. Zwillinge nach (001), ab und zu in unregelmässiger Verwachsung, sind sowohl bei grösseren Individuen als auch bei den kleinen spindelförmigen Kriställchen entwickelt. Während letztere oft getrübt und mit *Leukoxen*haufwerken vergesellschaftet sind, zeichnen sich die grösseren Titanite oft durch grosse Reinheit aus. Die Axendispersion wurde bestimmt zu folgenden Werten:

$$\text{Ta} : 2\,E = 39°20'$$
$$\text{Na} : 2\,E = 42°15'$$
$$\text{Li} : 2\,E = 45°10'$$

Der geringe Axenwinkel ist charakteristisch und soll nach Hintze[1]) öfters auf dem nur geringen bis fehlenden Eisengehalt beruhen. Mit der Grösse seines Axenwinkels steht dieser Titanit noch am nächsten dem Titanit aus dem Zillertal (loc. cit. pag. 1613). Der *Rutil* in honiggelben Kriställchen ist meistenteils an die Gegenwart von *Titanerz*fetzen gebunden. In farblosen Nädelchen kommt Rutil im Albit und Quarz vor. *Magnetit* ist in kleinen Oktaederchen wohl erhalten. Grössere *Limonit*putzen scheinen aus der Zersetzung von Pyrit hervorgegangen zu sein. Karbonate in limonitisch getrübten Xenoblasten fehlen nie ganz. Mit *Apatit*, der abgerundete, seltener prismatische Körner bildet, ist der Bestand der Übergemengteile erschöpft.

Das *Strukturbild* ändert unter dem Mikroskop sehr rasch je nach der Verteilung der einzelnen Komponenten. In den Partien, die einer normalen Zusammensetzung entsprechen, also Pistazit und Glaukophan als hauptsächlichste Gesteinsbildner enthalten, ist die Struktur deutlich granoblastisch, bei ziemlich unregelmässigem Korn. Wo Serizit, Chlorit und Albit zahlreicher werden, kommt eine mehr poikiloblastische lepidoblastische Struktur zur Ausbildung. Die *Textur* ist gewöhnlich massig, seltener schieferig.

Als *kristalloblastische Reihe* ergibt sich: Erze, Rutil, Titanit–Epidot, Glaukophan–Serizit, Chlorit–Karbonat, Albit, Quarz.

Nehmen Glaukophancrossit und Crossit derart zu, dass sie weit über den Glaukophan vorherrschen, so gehen aus

[1]) A. Hintze, Handbuch der Mineralogie, Bd. II, pag. 1613.

den gewöhnlichen Pistazitglaukophaniten die *crossitführenden Pistazitglaukophanite* hervor. Diese sind mit den schon erwähnten Pistazitglaukophaniten im Terrain stets eng verknüpft. Ungefähr beim „a" von Pte. Chermontane trifft man einen mehrere Meter mächtigen Zug von Glaukophaniten, der in NE-Fortstreichen auch auf der rechten Talseite annähernd in gleicher Höhe ob der Dranceschlucht auf eine kurze Erstreckung hin verfolgt werden kann. Diese Glaukophanitvorkommen setzen sich hauptsächlich aus den schon oben beschriebenen Pistazitglaukophaniten, aus Pistazitcrossitglaukophaniten und entsprechenden Epidositen zusammen. Sie bilden gerne im Terrain vorspringende Felsen, die für die Zähigkeit und Widerstandsfestigkeit dieser Gesteine ein beredtes Zeugnis ablegen. In ihrer typischsten Ausbildung erscheinen sie auf dem linken Ufer der Drance. Ihr Mineralbestand stimmt im grossen und ganzen mit demjenigen der Pistazitglaukophanite überein.

Der *Glaukophancrossit* und der *Crossit*[1]) zeigen im grossen und ganzen dieselbe Ausbildungsform wie der Glaukophan der Pistazitglaukophanite. In Querschnitten sind die prismatischen Umrisse sehr gut erhalten und zeigen zuweilen eine seitliche Abstumpfung nach (010). Die Spaltbarkeit nach (110), sowie eine grobe Querklüftung sind ausgeprägt. Der Pleochroismus des Crossites bewegt sich durchwegs in tiefen, blauen und violetten Tönen entsprechend dem Absorptionsschema:

c	>	b	>	a
violett, oft mit Stich ins Blaue		intensiv blau		hellgrünlichgelb.

Zentral, seltener randlich, sind die Absorptionsfarben häufig etwas tiefer. Die Intensitätsunterschiede gehen gewöhnlich fleckenhaft ineinander über, gelegentlich trifft man aber auch in Längsschnitten prismatisch geformte, in Querschnitten rhombenförmige, tiefergefärbte Kerne. Beobachtet man die betreffenden Schnitte im polarisierten Licht, so treten an Stelle der Farbenunterschiede deutlich wahrnehmbare Differenzen in der Doppelbrechung. Die verschiedenen Elastizitätsunterschiede wurden nach der Farbenskala von Michel Lévy-Lacroix bestimmt und die gefundenen approximativen Werte in der weiter unten folgenden Tabelle zusammengestellt. Aus diesen

[1]) Sämtliche blauen Natronamphibole, bei denen b der Vertikalen am nächsten steht und deren Axenebene normalsymmetrisch liegt, bei vollständig schwankender Grösse des Axenwinkels, fasse ich zur Crossitreihe zusammen.

Werten ergibt sich mit Deutlichkeit die geringere Doppelbrechung der tiefer gefärbten Partien des Crossites. Parallel damit geht nun auch eine Änderung der Auslöschungsschiefe und des Axenwinkels. Die Auslöschungsschiefe zu den prismatischen Spaltrissen ergibt im Mittel 15° ca., steigt aber in einzelnen dunkleren Kernen bis 20° ca. Ähnlich verhält sich der Axenwinkel. Gelingt es, Schnitte $\perp$ zur spitzen Bisektrix zu finden, so erweist sich die hellere Mineralpartie als deutlich einaxig. Schiebt man nun die dunklere Partie langsam über die Kondensorlinse hinweg, so öffnet sich kontinuierlich, seltener ruckweise, das Axenkreuz in normalsymmetrischer Richtung. Leider blieben die Axenbalken durchwegs stark verschwommen, so dass der maximal erreichte Wert nur schätzungsweise zu 40° ca. bestimmt werden konnte. Untersucht man Schnitte nach (100) im parallelen Licht auf ihre Doppelbrechung, so erscheint die randlich gelegene hellere Glaukophancrossitpartie nahezu isotrop, die dunklere Crossitpartie hingegen mit ganz geringer Doppelbrechung. Es ist dies der einzige Fall, wo die Doppelbrechung des dunkleren Crossites über diejenige des mitverwachsenen Glaukophancrossites erhöht ist. Der optische Charakter des Crossites ist stets negativ, der Charakter der Hauptzone je nach der Schnittlage bald positiv, bald negativ. Dies dient als Unterscheidungsmerkmal gegenüber Glaukophan, der in allen Vertikalschnitten positiven Zonencharakter besitzt. Die optischen Verhältnisse sind in der folgenden Tabelle zusammengefasst:

Glaukophancrossit	Crossit
Chm —	Chm —
Chz —	Chz $\pm$
$c\beta$ = 15° ca.	$c\beta$ = 20° ca.
$\gamma - \alpha$ = 0,016 ca.	$\gamma - \alpha$ = 0,015 ca.
$\gamma - \beta$ = 0,000 ca.	$\gamma - \beta$ = 0,001 ca.
$\beta - \alpha$ = 0,016 ca.	$\beta - \alpha$ = 0,014 ca.
2 E = 0°.	2 E bis 40° ca. (meist aber nur wenige Grade).

Die grösseren Individuen der blauen Amphibole führen meistens Einschlüsse in Form zentral gehäufter, undulöser Quarztröpfchen. Auch eingelagerte Rutilsäulchen sind nicht selten. Umwandlungserscheinungen bestehen in der Hauptsache in beginnender Chloritisierung, viel seltener in der Hornblendisierung. Ausser feinen parasitären Penninschüppchen dringen auch kleinste Kalzitfetzchen in den sich umwandelnden Crossit ein. Gleichzeitig scheiden sich winzige Titanitkörnchen aus, die dem ursprünglichen TiO_2-Gehalt der Amphi-

bole entsprechen. Wo der Amphibol im Pistazit eingeschlossen ist, kann nie Umwandlung konstatiert werden. Der umschliessende Pistazit scheint somit für den Amphibol konservierend zu wirken. Diese Erscheinung beweist auch, dass die Chloritisierung und wahrscheinlich auch die Hornblendisierung erst nachträglich begonnene Umwandlungsprozesse darstellen. — Die Amphibolprismen sind gelegentlich auseinandergerissen und die Risse mit Chlorit wieder ausgefüllt. Die Assoziation von eisenreichen Natronamphibolen mit eisenreichem Epidot[1]) ist für diese Gesteine sehr auffällig. Ich schliesse daraus auf wichtige paragenetische Beziehungen zwischen Crossit und Pistazit, besonders hinsichtlich des Fe_2O_3-Gehaltes.

Der *Glaukophan* tritt vikariierend für Crossit auf. Er bildet meist eine schmale Randzone um den Crossit, kann aber hin und wieder auch selbständig auftreten. Sein Axenwinkel ist stets nur sehr gering.

In der Ausbildung der übrigen Komponenten sowie hinsichtlich der Textur und Struktur gilt das bei den Pistazitglaukophaniten Gesagte.

In den crossitführenden Pistazitglaukophaniten kann sich der Epidotgehalt auf Kosten des Crossitgehaltes lokal derart anreichern, dass eigentliche *Crossitepidosite* mit annähernd massiger Textur entstehen.

Ihre epidotreichsten Grenzformen erreichen die Crossitepidosite in zähen, splitterigen Gesteinstypen, die mitunter einen fast reinen, grünen *Epidotfels* darstellen, meist aber durch lagen- bis schlierenartige Beimischung von milchigem Quarz, z. T. auch von Chlorit, ein unruhiges Aussehen erhalten. Die Pistazitindividuen erreichen darin öfters eine Länge von 2 und mehr Zentimetern.

Durch vermehrtes Auftreten des Chlorites und Albites gehen aus den Glaukophaniten die Glaukophanalbitschiefer hervor.

V. Die Glaukophanalbitschiefer.

Diese Bezeichnung gebraucht Grubenmann für Gesteine, die sich in der Hauptsache aus Glaukophan, Epidot, Albit, Chlorit und Serizit zusammensetzen. Der starke Albitgehalt

[1]) Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. Brouwer, Delft, sind auch die von ihm untersuchten crossitführenden kristallinen Schiefer von Transvaal und Niederländisch-Ostindien stets sehr pistazitreich.

ist dabei von wesentlicher Bedeutung[1]). Wie alle Vertreter der Casannaschiefer im Val de Bagnes, zeigen auch die Glaukophanalbitschiefer eine grosse Neigung zur Bildung von Übergangsformen nach jeder Richtung. Überdies können sie auch, wenigstens teilweise, als auf dem Wege der Umwandlung aus Glaukophaniten hervorgegangene Gesteine aufgefasst werden. Die reiche Zahl der auftretenden Typen verlangt eine Gliederung der Glaukophanalbitschiefer in Untergruppen. Diese Gliederung erfolgt nach dem jeweiligen Auftreten charakteristischer Haupt- bzw. Übergemengteile und führt zur Aufstellung folgender Untergruppen:

1. Chlorit-Glaukophanalbitschiefer.
2. Granat-Glaukophanalbitschiefer.
3. Karbonat- und apatitreiche Glaukophanalbitschiefer.

1. Die Chlorit-Glaukophanalbitschiefer.

Diese stehen hinsichtlich ihrer Verbreitung an erster Stelle. Ihre zahlreichsten Vorkommen liegen im Gebiet zwischen Torrembey und Vingt-Huit. Hier findet man sie in schmalen, selten mehrere Meter erreichenden, linsenförmigen Einschaltungen in den Serizitalbitgneisen. Gegen das Innere solcher Linsen kann oft eine Anreicherung des Glaukophanes auf Kosten von Albit und Chlorit konstatiert werden und nicht selten wird der innerste Kern von Glaukophaniten eingenommen.

Der äussere Habitus der Chlorit-Glaukophanalbitschiefer ist wegen der stark schwankenden Mengenverhältnisse von Glaukophan und Chlorit kein genau umgrenztes, vielmehr umfassen diese Gesteine eine reiche Zahl von Typen, die im wesentlichen den Charakter von Übergangsformen von Glaukophaniten zu Epidotchloritschiefern tragen können. In den glaukophanreichsten Typen sind die Glaukophannadeln zu gegenseitig parallel gelagerten Büscheln vereinigt, die dem Haupt- und Längsbruch des Gesteins einen blauvioletten Seidenglanz verleihen. Dazwischen sind auf dem Hauptbruch

[1]) Gesteine von diesem Charakter pflegt Woyno in teilweiser Übereinstimmung mit mehreren italienischen Autoren, wie Novarese, Franchi, Artini und Melzi usw., „Glaukophanprasinite" zu bezeichnen. Die von Kalkowsky erstmals für Grünschiefergesteine eingeführte Bezeichnung „Prasinit" scheint hier aber keineswegs am Platze, da die normalen „Glaukophanprasinite" (von γλαυκύς = blau und πράσυρος = grün) nicht nur blaugrüne, sondern bei ihrer typischsten Ausbildung auch intensiv blaue Gesteine umfassen. Der Name Prasinit wird in der neueren Literatur immer mehr verlassen.

meist nur fettglänzende, tiefgrüne Chloritaggregate, muskovitische und serizitische Glimmer sowie vereinzelte Karbonate sichtbar. Letztere können aber auch vollständig fehlen. Auf dem Querbruch beobachtet man rundliche, helle Körnchen von Albit, die quasi in einem Grundgewebe von Glaukophan, Chlorit und wenig Serizit eingebettet liegen. Epidot ist makroskopisch nicht erkennbar, wohl aber Pyrit in kleinen hexaedrischen Kriställchen. Diese glaukophanreichen Typen besitzen eine ausgesprochene Lineartextur oder eine gute Schieferung. Mit Abnahme des Glaukophangehaltes nehmen Chlorit und Albit entsprechend zu, was eine schwache Änderung der Gesteinsfarbe nach blaugrün hervorruft. Die einzelnen Albitkörner werden nach und nach grösser und zugleich wandert der Glaukophan immer mehr in den Albit ein, so dass schliesslich ein Mosaik von bläulichem Albit mit einem zwischenliegenden blaugrünen Glaukophan-Chloritgewebe zustande kommt. Immerhin kommt dieses Mosaik hier selten so deutlich zur Ausbildung wie in den typischen Epidotchloritschiefern. Die makroskopische Textur dieser Gesteine ist grob- bis feinschieferig, flaserig und ab und zu scheinbar massig. Dass die stetige Abnahme des Glaukophangehalts schliesslich zu glaukophanfreien Epidotchloritschiefern führen muss, liegt auf der Hand. Auf diese Weise lässt sich in der Natur eine ganze Übergangsreihe von Glaukophaniten über Glaukophanalbitschiefer zu Epidotchloritschiefer verfolgen. Ja selbst an ein und demselben Vorkommen können bisweilen alle diese Übergänge in geschlossener Reihenfolge studiert werden.

Im Dünnschliff sind als wesentlichste Hauptgemengteile Albit, Glaukophan, Epidot und Chlorit vorhanden. Als konstante Nebengemengteile sind Apatit, Erze und Titanmineralien zugegen, während Serizit, Biotit, Karbonate und Quarz als Übergemengteile aufgefasst werden müssen.

Der *Albit* ist von sehr verschiedenartiger Ausbildung. In den glaukophanreichen Gesteinstypen sind die Albit-Partien aus zahlreichen Einzelkörnchen zusammengesetzt. Nimmt der Albitgehalt zu, so entwickeln sich die Albitkörner zu grösseren Xenoblasten. Ihr Albitcharakter ergibt sich oft aus schmalen, kurzen Albitlamellen mit maximalen Auslöschungsschiefen von 15°—19° oder auch aus der in allen Schnitten niederen Lichtbrechung gegenüber Quarz. Randlich wachsen die Nachbarmineralien bis tief in den Albit hinein und rufen auf diese Weise eine zerhackte, xenoblastische Umgrenzung hervor. Zugleich durchspicken den Albit zahlreiche Einschlüsse entweder in wirrer Anordnung oder in gebogenen und gefälteten Zügen.

Die makroskopisch sichtbaren *Glaukophanbüschel* bilden unter dem Mikroskop flantschenartige Anreicherungen von satt aneinanderstossenden Glaukophanprismen, die mitunter vollkommen parallel orientiert sind. Darum zeigen grössere Glaukophankomplexe gewöhnlich dieselben Absorptionsfarben. Die optischen Eigenschaften differieren stark. Ein normaler, homogen gefärbter Glaukophan mit einem Auslöschungswinkel von $c\gamma = 4-6^0$ und einem Axenwinkel von ca. 60^0—70^0 scheint viel seltener zu sein als fleckige Varietäten, die mit zunehmender Intensität der Flecken die Auslöschungsschiefe auf 15^0 ca. und mehr erhöhen, den Axenwinkel aber bedeutend verkleinern. Einen dunklen Kern von einaxigem Glaukophancrossit oder zweiaxigem Crossit trifft man nur in wenigen Glaukophanalbitschiefern und dann nur sehr vereinzelt. Die Farbenänderungen gehen in ein und demselben Individuum meist fleckenartig, mitunter aber auch zonenweise vor sich. In dem letzteren Falle wird gewissermassen eine isomorphe Schichtung angedeutet. An Einschlüssen in dem Glaukophan sind zu nennen: Erzpartikelchen, parallel c eingelagerte Rutilnädelchen und vereinzelte Titanitkörnchen. Seltener sind rundliche Quarztröpfchen. Chloritisierung und Hornblendisierung sind in den glaukophanreichen Gesteinstypen sehr wenig verbreitet, nehmen hingegen in den glaukophanarmen und chloritreicheren Typen naturgemäss einen breiteren Raum ein, da der Grossteil des Chlorites aus dem Glaukophan hervorgegangen ist. Die Chloritisierung geht aber nicht pseudomorphosenartig vor sich, wie wir dies hauptsächlich in den Epidotalbitgneisen gesehen haben. Es bilden sich vielmehr mehr oder weniger zusammenhängende Chloritaggregate, die oft nur noch blassblaue, im Chlorit verschwimmende Glaukophanreste enthalten. Von der ursprünglichen Form des Glaukophanes ist hingegen keine Spur erhalten geblieben. Der Glaukophanchlorit ist stets Klinochlor. Die in ihm eingeschlossenen Titanitkörnchen sind von dem CaO- und TiO_2-Gehalt des Glaukophans abzuleiten. Wenn auch nicht in so ausgedehnter Weise, so doch fast nie fehlend und besonders an die Nähe von Albit gebunden tritt die Hornblendisierung des Glaukophanes auf. Die neugebildete Hornblende ist bald eine von dem Glaukophan scharf abgetrennte Randhornblende, bald auch grünt der Glaukophan langsam aus. Die in dem Albit eingeschlossenen Glaukophane lösen sich bei der Umwandlung öfters in zahlreiche feinste Nädelchen auf, die bald dem Glaukophan, bald auch bereits blaugrüner Hornblende entsprechen, sich kreuz und quer überlagern und

so eine Netzstruktur im kleinen erzeugen. Das gegenseitige Verhältnis der blaugrünen Hornblende zu den beiden Glaukophanvarietäten ergibt sich aus der nachfolgenden Zusammenstellung:

Pleochroismus	Doppelbrechung	Auslöschungswinkel	Axenwinkel
Glaukophan, dunkle Varietät: c > b > a dunkelblau violett hellgelb	$\gamma-\alpha = 0.017$ ca. $\gamma-\beta = 0.0009$ „ $\beta-\alpha = 0.010$ „	$c\gamma = 15^0$ ca.	unterhalb 30^0
Glaukophan, helle Varietät: c > b > a blau hellviolett farblos	$\gamma-\alpha = 0.025$ „ $\gamma-\beta = 0.003$ „ $\beta-\alpha = 0.022$ „	$c\gamma = 6^0$ ca.	$30-70^0$
blaugrüne Hornblende: c > b = a blaugrün sattgrün gelbgrün	$\gamma-\alpha = 0.020$ „ $\gamma-\beta = 0.003$ „ $\beta-\alpha = 0.017$ „	$c\gamma = 20^0$ ca.	gross

Die durchwegs höhere Doppelbrechung der helleren Glaukophanvarietät führe ich auch hier auf eine Abnahme des Fe_2O_3-Gehaltes bzw. des Riebeckitmoleküles zurück, eine Eigenschaft, die ich als primär, d. h. bei der Auskristallisation des Glaukophanes entstanden erachte. Es darf jedoch nicht unerwähnt bleiben, dass eine Erhöhung der Doppelbrechung alpiner Hornblenden wiederholt auf Eisenaustritt aus denselben zurückgeführt werden konnte[1]). Für die blaugrüne Hornblende hingegen könnte wegen der steten Nachbarschaft von Albit eine Tonerdezufuhr aus dem Albit geltend gemacht werden. Auf jeden Fall aber werden die optischen Eigenschaften der blaugrünen Hornblende, besonders aber der blaue Ton nach c, bedingt durch ein Vorherrschen des Glaukophanmoleküles gegenüber dem Aktinolithmolekül, worauf besonders das Verhältnis $(\beta-\alpha) > (\gamma-\beta)$ hinweist (loc. cit. Hezner, pag. 180). *Epidot*mineralien sind in diesen Gesteinen stets zahlreich vertreten. In der Regel handelt es sich um isomorphe Verwachsungen von Pistazit und Klinozoisit, wobei der Eisengehalt gewöhnlich von innen nach aussen abnimmt. Rekurrenzzonen werden nur an den grössten Individuen wahrgenommen. Im Albit eingebettet bildet der Epidot die schönsten Beispiele für Siebstruktur. Findet er sich hingegen im Chlorit, so neigt er nicht nur zu stengeliger, in der Makrodomenzone gut begrenzter Ausbildung, sondern erreicht auch eine be-

[1]) L. Hezner, Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie), N. Z. f. M. 1909, pag. 180.

deutende, oft porphyroblastenartige Grösse. In gut geschieferten Gesteinstypen suchen sich seine Individuen mit ihrer Längsausehnung in die Texturebene einzustellen. Wo dies noch nicht ganz erreicht ist, greifen die Chloritzüge in bogenförmigem Verlaufe um sie herum, die einzelnen Stengel aber tragen dann die Merkmale der Kataklase. Diese offenbart sich bald in undulöser Auslöschung und vereinzelten Zerrungsrissen, bald auch in geknickten und entzweigebrochenen Stengeln. Aus dem gebogenen Verlaufe von Einschlussreihen ist ersichtlich, dass rotierende Teilbewegungen stattgefunden haben, die während der Ausscheidung des Epidots wirksam waren. Meist aber sind ihm die Einschlüsse, wie kleine Glaukophanprismen, Rutil, Titanit und Serizit ganz regellos eingewachsen. Der *Chlorit* besitzt in der Hauptsache die Eigenschaften des Klinochlors. Mitunter steigt die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ bis auf 4° ca., wobei die einzelnen, zueinander um maximal 8° geneigten Zwillingslamellen deutlich zur Beobachtung gelangen. Pennin ist höchst selten zugegen und dann nur auf ganz schmale Blättchen beschränkt. Die Verteilung des Chlorites entspricht der Verteilung des ursprünglichen Glaukophanes. Dementsprechend begegnet man Glaukophanansammlungen mit randartig sich anschmiegenden Chloritpartien bis zu selbständigen Chloritflantschen mit eingeschlossenen Glaukophanresten. Für die grösseren, einschlussarmen Chloritblätter muss hingegen grösstenteils eine gleichzeitige Ausscheidung mit dem Glaukophan angenommen werden. Der *Serizit* erreicht an Menge nie den Chlorit. Wo er nur spärlich auftritt, liegen seine schlecht begrenzten Blättchen fast ausnahmslos im Albit. Ein meist nur sporadischer Gast ist der *Biotit*. In kleinsten, gelb zu oliv bis braun chroitischen Schüppchen begleitet er den Serizit und Chlorit und sucht in erster Linie die Nähe von Pistazit und Glaukophan. Karbonat ist sowohl als *Kalzit* als auch als *Ankerit* zugegen. *Quarz* in stets undulösen, rundlichen Körnern macht nur unbedeutende Mengen aus.

Unter den Nebengemengteilen stehen die Titanmineralien an erster Stelle. *Titanit* ist in grösseren idioblastischen Individuen durch Sammelkristallisation aus den den Chlorit begleitenden Titanitkörnchen entstanden. Grössere leukoxenartige Partien der Titanitsubstanz sind von zahlreichen Glaukophanprismen oft derart durchwachsen, dass der Titanit nur mehr eine Art Zwischenklemmungsmasse darstellt. Er zeigt einen schwachen Pleochroismus nach rötlichbraun, ab und zu auch Druckzwillingsbildung. In der leukoxenartigen Ausbildungsform ist er gerne von gelbbraunem *Rutil* in Körn-

chen oder kurz gedrungenen Säulchen haufenweise erfüllt. Mehrere Säulchen sind bisweilen drusenartig miteinander verwachsen. An der Verwachsungsstelle beobachtet man häufig noch einen geringen Rest des ehemaligen Mutterminerales, des *Ilmenites*. Das ganze aber ist von *Titanomorphit* umhüllt, ähnlich wie dies auch SCHALCH[1]) beschreibt. Diese Art der Gruppierung der verschiedenen Titanminerale führt uns zum Schluss, dass aus dem ursprünglichen Ilmenit zunächst Rutil entstand, worauf sich dann durch CaO-Zufuhr die Titanitsubstanz bilden konnte. Dafür spricht auch der Umstand, dass in den in dem Leukoxen eingeschlossenen Glaukophanprismen meist nur Rutil, nie aber oder dann nur ausnahmsweise Rutil neben wenig Titanit als Einschlüsse vorkommen.

Grössere Rutilsäulchen lassen eine nur schwache Absorption $O > E$ wahrnehmen. Als „Tonschiefernädelchen" finden wir den Rutil im Glimmer eingeschlossen. Der *Apatit* zeigt die gewöhnliche Körnerform. Unter den Erzen ist *Pyrit* in kleinen Kriställchen neben *Titanerz*fetzen noch am verbreitetsten *Magnetit* ist in der Hauptsache nur auf schmale Säume um Pyrit beschränkt. In selbständigen Oktaedern lernen wir ihn erst in den glaukophanarmen bis -freien Gesteinen kennen.

Das mikroskopische *Texturbild* ist sehr wechselnd. Bei grossem Glaukophanreichtum entwickelt sich stets eine ausgeprägte Kristallisationsschieferung. Diese wird durch den allmählich sich immer stärker ausprägenden wellenförmigen Verlauf der Glaukophan- und Chloritglimmerlagen mehr und mehr flaserig. Andeutungen von helizitischer Fältelung kommen ab und zu dadurch zustande, dass die Mineralien der voralbitischen Phase (im Sinne SANDERS) grössere Albitkörner in wellenförmigen Einschlussreihen durchziehen. Die *Struktur* ist in der Mehrzahl der Fälle lepidoblastisch-poikiloblastisch.

Die *kristalloblastische Reihe* ist die folgende: Rutil, -Glaukophan als Einschluss im Titanit, Titanit, Serizit-Epidot, Glaukophan–Chlorit, Biotit–Albit, Karbonat, Quarz.

Durch Aufnahme von Glaukophancrossit und Crossit in den Mineralbestand entstehen die *crossitführenden Chlorit-Glaukophanalbitschiefer*, die in ihrem Auftreten ganz an die Nähe der crossitführenden Pistazitglaukophanite geknüpft sind.

[1]) F. SCHALCH, Die Amphibolite von Blatt Peterstal-Reichenbach usw. Mitteil. d. Grossh. Bad. Geol. Landesanstalt, Bd. III, Heft 2, 1895, pag. 235 und 236.

2. Granat-Glaukophanalbitschiefer.

Diese graugrünen bis graublaugrünen Gesteine werden auf beiden Dranceufern von Vingt-Huit bis gegen die Brücke hin angetroffen, die nördlich der Moränenwälle des Breneygletschers über die Drance führt. Ihr äusserer Habitus ist vollkommen verschiedenartig von den ihnen verwandten Chlorit-Glaukophanalbitschiefern. Im Handstück sind es grobschieferige, meist rostig anwitternde Gesteine, die in einem innig verfilzten Grundgewebe von Chlorit, Serizit und Glaukophan und wenigen salischen Komponenten zahlreich eingestreute, braun- bis blutrote Granatkörner und -Rhombendodekaeder erkennen lassen. Mitunter ist der Granat auch nesterartig angereichert. Ein nie fehlender Karbonatgehalt kann mittels verdünnter HCl stets nachgewiesen werden. Eine regelmässige Verteilung des Glaukophangehaltes, wie z. B. in den Chlorit-Glaukophanalbitschiefern wird nicht erreicht, ebensowenig ein Albitmosaik.

Unter dem Mikroskop treffen wir den Mineralbestand der Chlorit-Glaukophanalbitschiefer bereichert durch das Neuauftreten des Granates, ebenso sind auch Quarz und Serizit etwas zahlreicher vorhanden. Der *Glaukophan* ist im allgemeinen ziemlich schlecht begrenzt, nur in den quarzführenden Gesteinspartien ist er mehr oder weniger autoblastisch. Seine Grösse variiert zwischen einer Länge von 1—2 mm bis zu mikroskopischer Feinheit. Ebenso schwankend sind auch seine Mengenverhältnisse. Seine Umwandlung in blaugrüne Hornblende tritt in einzelnen Gesteinen stark zurück, in andern hingegen führt der Glaukophan im Kontakt mit Albit wieder eine Randhornblende. Sehr ausgesprochen ist seine Chloritisierung. In den quarzreicheren Partien ist der Chlorit, in diesem Falle negativer Pennin, merkwürdigerweise von limonitischen Karbonatfetzen begleitet, so dass wohl umgrenzte Karbonat-Limonit-Penninpseudomorphosen nach Glaukophan entstehen, öfters noch mit geringen Überresten von unzersetztem Glaukophan. Ausser diesen Umwandlungsarten beobachtet man vereinzelt auch die Neubildung eines gelb zu tiefoliv bis braun pleochroitischen Biotites. Der *Granat* bildet bald 1—2 mm grosse Rhombendodekaeder von blutroter Farbe oder aber mehr rotbraun gefärbte bis 5 und mehr Millimeter grosse Körner von meist unregelmässiger Gestalt. Ersteres ist in den biotitführenden, dunkleren, letzteres in den quarzführenden, helleren Gesteinstypen der Fall. Der Unterschied der beiden Ausbildungsformen des Granates ist

im Dünnschliff sehr ausgesprochen. Die makroskopisch blutrot gefärbten Granatrhombendodekaeder sind unter dem Mikroskop mit blassrötlichgelber Farbe durchscheinend. Die Randzone ist gewöhnlich farblos. Die Einschlüsse sind Serizit und Leukoxen. Bei Zuhilfenahme des Rot I. Ordnung lassen sich mitunter sehr schwach ausgeprägte optische Anomalien in oktaedrischen Feldern erkennen, was vielleicht auf Beimischung des Grossularmoleküles zurückzuführen ist. Es ist dies der einzige mir bekannte Fall von optischer Anomalie im Granat der Casannaschiefer des Val de Bagnes. Vor dem Lötrohr ist dieser Granat nur an den Kanten und sehr schwer schmelzbar, was als Folge seiner Eisenarmut angesehen werden kann. Die zweite Ausbildungsform des Granates ist im Dünnschliff nahezu farblos und mehr xenoblastisch, sei es, dass der Granat pseudopodienartig in die ihn begleitenden Quarzkörner hineingreift oder sei es, dass er von undulösen Quarzkörnchen erfüllt wird. Ist der farblose Granat idioblastisch entwickelt, so beobachtet man häufig in seinem Innern schmale ∞O-förmige Pigmentzonen, die auf ursprüngliche Anwachszonen hindeuten. Der Durchmesser des pigmentumsäumten Granatkernes beträgt ca. 0,3—0,4 mm bei einem Totaldurchmesser des Granates von 0,6—0,7 mm. Das Pigment wird durch feinsten Erzstaub gebildet, dem sich hin und wieder Rutilmikrolithen beigesellen. Glaukophan als Einschluss im Granat, wie wir dies bei den Granatglaukophaniten zu beobachten Gelegenheit hatten, fehlt hier völlig. Der Granat zeigt fast immer zwei senkrecht zueinander verlaufende Rissysteme, die an die Pyroxenspaltbarkeit erinnern. Mit der Zunahme des Albites tritt der Granat mehr und mehr zurück. Die Ausbildung der übrigen Komponenten: *muskovitische Glimmer* oft wechsellagernd mit penninartigem *Chlorit*, *Epidot*mineralen (Pistazit, Klinozoisit und Orthit), *Albit*, *Quarz*, *Karbonate*, *Apatit*, *Turmalinreste*, *Titanomorphit* und *Limonit*, bieten gegenüber denjenigen der Chloritglaukophanalbitschiefer nichts neues.

Die makroskopische *Textur* ist schwach kristallisationsschiefrig bis fast richtungslos massig. Die *Struktur* ist typisch porphyroblastisch, mit meist lepidoblastischem Grundgewebe. Kataklase ist in der Regel auf die undulös auslöschenden Quarzkörnchen beschränkt.

Die *kristalloblastische Reihe* stimmt mit derjenigen der Chlorit-Glaukophanalbitschiefer überein, nur nimmt der Granat die erste Stelle ein.

Die chemische Analyse eines *Granatglaukophanalbitschiefers von Vingt-Huit*, der im Verbande mit Zoisitglaukophanit vorkommt, ergab folgendes Resultat:

	Analysenwerte	Molekularprozente
SiO_2	48,80	59,33
TiO_2.....	3,80	—
Al_2O_3.....	15,31	10,35
Fe_2O_3.....	3,12	—
FeO	8,79	10,57
MnO	Spur	—
CaO	6,05	7,45
MgO	4,14	7,14
Na_2O	3,08	3,43
K_2O.....	2,35	1,73
H_2O	5,24	—
CO_2		—
	100,68	100,00

Werte nach Osann-Grubenmann		Projektionswerte
S = 59,33	n = 6,65	a = 5,1
A = 5,16	m = 8,86	c = 5,4
C = 5,19	k = 0,97	f = 19,5
F = 19,97	M = 2,26	Σ = 30,0
	T = 0,0	

Die chemische Verwandtschaft mit den Zoisitalbitamphiboliten (vgl. pag. 161) und Zoisitglaukophaniten (vgl. pag. 133 u. ff.) ist unverkennbar. Der Wert für S hat entsprechend dem bedeutenden TiO_2-Gehalt (Titanit und Leukoxen) zugenommen. A ist auf Kosten von C bedeutend gewachsen; der Glaukophan zeigt darum die normale Intensität der Färbung. CaO hat ab-, FeO hingegen entsprechend zugenommen. Der Wert für n ist infolge des Auftretens von Serizit neben Chlorit relativ nieder.

In der Systematik Grubenmanns muss das Gestein an die Grenze zwischen die IV. Gruppe (Eclogite und Amphibolite) und die VII. Gruppe (Chloromelanitgesteine) gestellt werden. Das Verhältnis C > A stellt es der IV. Gruppe ein wenig näher.

3. Karbonat- und apatitreiche Glaukophanalbitschiefer.

Die im Verband mit den karbonatführenden Glaukophaniten von Vingt-Huit auftretenden Glaukophanalbitschiefer sind von eisenschüssigen *Karbonaten* oft ziemlich regelmässig durchtränkt. Die Karbonate sind durchwegs stark zerfetzt und bilden makroskopisch rostbraune Körnchen und Lagen. Unzersetzt erscheinende, hellbraun gefärbte Körnchen mit glänzenden Spaltflächen sind sehr selten und werden von verd. HCl nicht sichtlich angegriffen. Im Dünnschliff erweist sich das Karbonat als meist xeno-, seltener autoblastisch be-

grenzt und nur ausnahmsweise verzwillingt, aber stets erfüllt von rotgelb durchscheinenden oder opaken Ferriten, so dass Ferritpseudomorphosen nach Karbonat entstehen. Gewöhnlich aber sind die Ferrite nur längs den Spaltrissen ausgebreitet. Der *Glaukophan* zeigt gewöhnlich einen guten Schalenbau. Der übrige Mineralbestand ist mit demjenigen der Glaukophanalbitschiefer identisch.

Apatitreiche Glaukophanalbitschiefer traf ich als lokale Randfazies von Glaukophanalbitschiefern, die auf einer Höhe von 2230 m ca. südlich ob Torrembey anstehen. Der *Apatit* herrscht hier unter den hellen Gemengteilen bei weitem vor. Er sammelt sich meist in mehrere Zentimeter breiten und langen unregelmässigen Nestern an, die schlierenartig in das Gesteinsgewebe hineingreifen und auch dieses teilweise erfüllen. Die Apatitnester bestehen zu ca. 80% aus Apatit. Die chemische Prüfung ergab, dass es sich um Chlorapatit handelt ($Ca_5(PO_4)_3 . Cl$). Unter dem Mikroskop bildet der *Apatit* aus rundlichen Individuen zusammengesetzte Körneraggregate. Gewöhnlich ist er durch Einlagerung feinster Rutilsäulchen und Erzteilen bestäubt. *Quarz* gesellt sich dem Apatit gerne bei, während der *Glaukophan* die Apatitnester vollständig meidet. Der Glaukophan zeigt einen mittleren bis sehr kleinen Axenwinkel. Daneben treten rostiger *Epidot* und *Albit* auf. Letzterer erscheint häufig in Form des Serizit-Albites (vgl. pag. 105 u. ff.) *Klinochlor* und *Serizit*, der bald an Albit gebunden ist, bald auch den Apatit begleitet, können als Übergemengteile aufgefasst werden. Hellrötlicher *Titanit*, honiggelber *Rutil* mit *Titanomorphit* sind die spärlichen Nebengemengteile.

Die *Textur* ist ungleichmässig massig bis flaserig-schieferig, die *Struktur* granoblastisch bis poikiloblastisch.

Der Apatitreichtum des vorliegenden Gesteins kann mit primärem Endokontakt in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden.

VI. Albitamphibolite.

Unter diesem Sammelnamen vereinige ich eine Anzahl von Gesteinen, die sich in der Hauptsache aus der Kombination Amphibol, Epidot bzw. Zoisit und Albit aufbauen. Innerhalb dieser Dreierkombination können sowohl in der Natur der einzelnen Hauptkomponenten als auch in deren gegenseitigen Mengenverhältnissen bedeutende Schwankungen auftreten. Der Amphibol ist in erster Linie durch bräunliche und blassgrüne bis blaugrüne Hornblendevarietäten vertreten. Glaukophan

übernimmt ganz die Rolle eines Nebengemengteiles. Nach dem jeweiligen Mineralbestand unterscheide ich:

1. Zoisitalbitamphibolite.
2. Granatalbitamphibolite.
3. Chloritalbitamphibolite.

1. Die Zoisitalbitamphibolite.

Während sich einerseits die typischen Zoisitamphibolite im allgemeinen durch die Anwesenheit eines Plagioklases mit bedeutendem Anorthitgehalt charakterisieren und anderseits die Albitamphibolite als einzig auftretenden Feldspat Albit neben Hornblende und eisenhaltigem Epidot führen, beschreibe ich im folgenden eine Gesteinsgruppe, deren Mineralbestand zwischen den Zoisit- und Albitamphiboliten eine Mittelstellung einnimmt, als *Zoisitalbitamphibolite.* Von den typischen Zoisitamphiboliten unterscheidet sie das vollständige Fehlen eines basischeren Plagioklases als Albit, eine Eigenschaft, die sie aber mit den Albitamphiboliten gemeinsam haben. Dafür verbindet sie aber mit den Zoisitamphiboliten der grosse Reichtum an Zoisit und Klinozoisit, was sie in Gegensatz bringt zu den Albitamphiboliten.

Die Vorkommen dieser Gesteine sind sehr beschränkt. Ich kenne sie nur von zwei Punkten anstehend. Der eine Fundort liegt ca. 100 m südlich den untersten Alphütten von Vingt-Huit zwischen dem Wege nach Chanrion und der Drance. Die Zoisitalbitamphibolite bilden daselbst eine ca. 10 m mächtige, den dortigen Phylliten unvermittelt, aber konkordant eingeschaltete Einlagerung, die gegen den rechten Talhang hin schnell unter Gehängeschutt und Bergsturzmaterial verschwindet. Das zweite Vorkommen liegt linksuferig im Verbande mit den Zoisitglaukophaniten, die vom überhängenden Fels beim zweiten „t" von Vingt-Huit auf das linke Drance-ufer hinüberstreichen.

Es sind graugrün gesprenkelte, mittel bis grobkörnige Gesteine von vollkommen massiger Textur und mehr oder weniger ausgeprägter blastophitischer bis blastogabbroider Reliktstruktur, so dass man auf den ersten Blick an ein nur schwach metamorphes Eruptivgestein denken möchte.

Als Hauptgemengteile ergeben sich unter dem Mikroskop Hornblendemineralien neben Zoisit und Klinozoisit in verschiedenen Mengenverhältnissen sowie wenig zahlreicher Albit. Die Übergemengteile sind: Karbonate, Chlorit, Serizit und Quarz. Als einziger Nebengemengteil tritt Titanit auf.

Die *Hornblenden* nehmen den weitaus grössten Anteil am Gesteinsgewebe. Sie können bis Dreiviertel der Schliffläche einnehmen. Nach Farbe und Pleochroismus können verschiedene miteinander verwachsene Hornblendevarietäten unterschieden werden, die gewöhnlich zu zweien ein Gesamtindividuum aufbauen. Die verschiedenen Varietäten sind:

Braune Relikthornblende	Blassgrüne Hornblende	Blassblaue Hornblende
c tiefbraun	c graugrün b. bläulichgrün	c schwach blassbläulich
b gelbbraun	b hellgelbgrün	b schwach blassviolett
a schwach schmutziggrün	a farblos b. blassgelblich	a farblos
$c > b > a$	$c = b > a$	$c = b > a$
$c\gamma < 15°$	$c\gamma = 15° - 20°$ ca.	$c\gamma = 10° - 15°$ ca.
—	$\gamma - a = 0.018 - 0.020$	$\gamma - a = 0.025$ ca.

Quantitativ kommt in erster Linie die blassgrüne Hornblende in Betracht. Ihre in einzelnen Handstücken bis 5 mm im Durchmesser erreichenden, kurzprismatischen bis fast isometrischen Individuen sind makroskopisch tiefgrün gefärbt und lassen breite, glänzende Spaltflächen wahrnehmen. Unter dem Mikroskop sind sie nur mit blassgrünen Farben durchscheinend. Dies möchte uns vielleicht veranlassen, in ihnen uralitische Hornblenden zu erblicken. Das Vorhandensein von kernartig in ihnen eingeschlossenen Relikten einer braunen Hornblende sowie das vollständige Fehlen von Pyroxenmineralien im Schliff schliessen jedoch die Uralitnatur dieser Hornblende aus. Die Gestalt der blassgrünen Hornblende ist breit und verrät nur untergeordnet ein Tendieren nach der c-Axe. Die Umgrenzung ist fast durchwegs xenoblastisch. Eine vermutlich parallel zur Basis verlaufende Querklüftung ist gut ausgeprägt. Zwillinge nach (100), deren optische c-Richtungen ca. 30° zueinander geneigt sind, werden mitunter angetroffen. Die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ ist 15° ca. im stumpfen Winkel β, gemessen in Schnitten $\perp$ zur optischen Normalen. Die Hornblende zeigt Erscheinungen intensiver Druckwirkung. Gelegentlich wandert die undulöse Auslöschung $\perp c$ über die Hornblende hinweg oder sie ist $\| c$ in zahlreiche, gegenseitig wenig verschobene Nadeln aufgelöst. Auf Querschnitten gehen dann die wandernden Schatten vom Zentrum aus, und die einzelnen Spaltrhomben sind gegenseitig ausgerenkt als eine Folge von Torsionsbewegungen innerhalb der betreffenden Individuen. Über die chemische Beschaffenheit dieser Hornblende gibt uns die Gesteinsanalyse einigermassen Aufschluss (vgl. Diskussion des Analysenergebnisses pag. 166). Sie ist vermutlich sehr CaO-arm und charakterisiert sich durch das

Auftreten tonerdereicher Tschermak'scher Moleküle neben den gewöhnlichen Metasilikaten, sowie durch ihren Alkaligehalt. Sie dürfte darum der gemeinen grünen Hornblende sehr nahestehen. Wie sich aus dem Dünnschliff ergibt, ist sie das Umwandlungsprodukt einer primären, *braunen Hornblende*, die nur mehr in vereinzelten, geringen Relikten vorhanden ist. Die Relikthornblende zeigt alle Übergangsstadien von noch gut erhaltenen Resten mit dem oben angeführten intensiven braunen Pleochroismus bis zu Resten, die nur noch erzbestäubte Partien innerhalb der blassgrünen Hornblende darstellen. In der Regel macht sich die Ausgrünung zuerst bei den Absorptionsfarben nach b bemerkbar, darauf auch in denen nach c. Das Absorptionsverhältnis $c > b > a$ bleibt jedoch lange weiterbestehen. Die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ ist immer unterhalb 15°, konnte aber infolge der wenig zahlreichen und meist sehr unfrischen Reste nicht genauer ermittelt werden. Ebenso ist auch die Doppelbrechung scheinbar niedriger, die Lichtbrechung hingegen deutlich höher als bei der blassgrünen Hornblende. An der Primogenitur der braunen Hornblende lässt sich nicht zweifeln. Bisweilen geht die blassgrüne Hornblende (besonders in den Zoisitalbitamphiboliten, die den Übergang zu den Zoisitglaukophaniten vermitteln) in eine schwach *blassbläuliche Hornblende* über. Der Übergang vollzieht sich durch das allmähliche Auftreten eines blaugrünen Farbentones nach c. Eine nach b blassviolette Nuance tritt erst später auf. Die blassgrünen Töne machen nach und nach den blassblauen bzw. blassvioletten immer mehr Platz, während gleichzeitig die Doppelbrechung steigt ($\gamma - \alpha = 0{,}025$ ca.), die Auslöschungsschiefe hingegen abnimmt ($c\gamma = 10° - 15°$). Diese Hornblende entspricht bereits einem Anfangsstadium der Bildung des gastalditischen Glaukophanes, wie er uns in den Zoisitglaukophaniten vollends entgegentritt. Ziehen wir zum Vergleich die bei den Zoisitglaukophaniten angeführten Ergebnisse hinzu, so ergeben sich die folgenden Übergangsreihen:

	1. Bei den Zoisitalbitamphiboliten.	2. Bei den Zoisitglaukophaniten.
Ausgangsprodukt:	Braune Relikthornblende (Kern)	Blassgrüne Hornblende (Kern)
Endprodukt:	Blassgrüne Hornblende bis Blassbläuliche Hornblende.	Gastalditischer Glaukophan

Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir daraus den Schluss ziehen, dass auch dem gastalditischen Glaukophan der Zoisitglaukophanite eine braune Hornblende zugrunde lag. Diese Auffassung wird noch gestützt durch den Vergleich der Analysen-

resultate des Zoisitalbitamphibolites und des Zoisitglaukophanites von Vingt-Huit (vgl. pag. 138 sowie Analysentabelle Nr. III und IV). Die beiden Analysen unterscheiden sich im wesentlichen nur durch den etwas geringeren Natrongehalt des Zoisitalbitamphibolites.

Chloritisierung der Hornblenden wurde nur ausnahmsweise beobachtet, dagegen entwickeln die blassen Hornblenden im Kontakt mit Albit feinnadelige, intensiv grüne Randhornblenden von ziemlich niedererer Doppelbrechung. Ihre Bildung entspricht ohne Zweifel einer späteren Epoche der Gesteinsbildung. *Zoisit* und *Klinozoisit* verhalten sich ganz wie in den Zoisitglaukophaniten. Der Zoisit ist hingegen nicht so zahlreich vertreten. Fassen wir Zoisit und Klinozoisit teilweise als Produkte der Saussuritisierung auf, so müssen wir aus ihrer Menge auf einen sehr basischen Primärplagioklas schliessen. Der *Albit* macht nur einen sehr geringen Teil des Gesteines aus. *Muskovit*blättchen sind ihm oft zahlreich eingewachsen, aber auch sonst zwischen die anderen Komponenten eingestreut. *Kalzit* fehlt diesen Gesteinen nie ganz und kann ab und zu auf Kosten des Zoisites an Verbreitung gewinnen. Zwillingslamellierung ist verbreitet. *Quarz* ist nur sehr spärlich vorhanden. Der *Chlorit* ist ein eisenarmer, schwach pleochroitischer Klinochlor mit $(\gamma - \alpha) = 0{,}006$ ca. und $c\gamma = 3°$. Eine direkte Entstehung des Klinochlors aus Hornblende, wie in den übrigen Casannaschiefern, ist nirgends wahrzunehmen. Das Kalziumtitanosilikat ist vorwiegend in Form von trüben *Leukoxen*haufwerken ausgeschieden. Randlich gehen diese Aggregate gewöhnlich in grössere Titanitkörner über. In Gestalt feinster Spindeln und Körnchen begleitet der Titanit die blassen Hornblenden.

Auch unter dem Mikroskop ist hin und wieder eine verwischte *Gabbro-* bzw. *Ophitstruktur* noch sichtbar. Sie kann als xenoblastisch-granoblastisch bezeichnet werden. Die *Textur* ist auch mikroskopisch richtungslos massig.

Der makroskopische und mikroskopische Habitus dieser Gesteine verlangt ihre Einreihung zwischen die Zoisit- und Albitamphibolite Grubenmanns, sie sind somit an die Grenze zwischen die Meso- und Epizone Grubenmanns, nämlich zwischen die 2. und 3. Ordnung der IV. Gruppe (Eclogite und Amphibolite) zu stellen (vgl. Grubenmann, loc. cit. pag. 201 u. ff.)

Gesteine von dieser Zusammensetzung waren bis jetzt aus dem Val de Bagnes gänzlich unbekannt. Sie nehmen gegenüber den andern basischen Casannaschiefern eine Sonderstellung ein sowohl hinsichtlich ihrer Zusammensetzung als

auch hinsichtlich der Relikte primärer Hornblende. Da sie mit den Zoisitglaukophaniten in direkter Beziehung stehen, dürfen sie als deren Primärgesteine angesehen werden. Dies kann hingegen nicht für die übrigen Glaukophanite angenommen werden; denn dazu ist der Eisengehalt der Zoisitalbitamphibolite, der ja nur die Entstehung eisenarmer, blassgefärbter Gemengteile erlaubte und nie zur Ausscheidung von Eisenerzen führen konnte, viel zu gering. Auch der sonst allen andern ophiolithischen Casannaschiefern des Val de Bagnes eigene Apatitgehalt fehlt diesen Gesteinen wie auch den Zoisitglaukophaniten sozusagen ganz.

Über den Chemismus dieser Gesteine gibt uns die Analyse des mittelkörnigen, karbonatarmen *Zoisitalbitamphibolites von Vingt-Huit* (südlich der Alphütten von Vingt-Huit) Aufschluss Dieses Gestein führt noch relativ zahlreiche Relikte der primären braunen Hornblende.

	Analysenwerte	Molekularprozente
SiO_2	48,80	55,34
TiO_2	1,20	—
Al_2O_3	18,74	12,20
Fe_2O_3	1,28	—
FeO	7,70	8,17
MgO	6,44	10,68
CaO	8,68	10,36
Na_2O	2,03	2,18
K_2O	1,52	1,07
H_2O	2,70	—
CO_2	1,70	—
	100,79	100,00

Werte nach Osann-Grubenmann		Projektionswerte
S = 55,35	n = 6,71	a = 3,0
A = 3,25	m = 9,31	c = 8,3
C = 8,95	k = 0,90	f = 18,7
F = 20,26	M = 1,41	Σ = 30,0
	T = 0,0	

Die grosse Ähnlichkeit der vorliegenden Analysenwerte mit denjenigen des Zoisitglaukophanites von Vingt-Huit ist in die Augen fallend. Die CaO-Differenz beträgt nur 0,47 Gew. %, die CO_2-Differenz allerdings 2,27 Gew. %. Karbonate sind hier also nicht so reichlich wie in den Zoisitglaukophaniten. Dies unterstützt die Auffassung, dass das Karbonat sich grösstenteils auf Kosten der Kalksilikate durch CO_2-Zufuhr gebildet hat. Es wurde deswegen auch hier wie bei der Analysenberechnung des Zoisitglaukophanites (vgl. pag. 138 und 204) die gesamte CaO-Menge mit in Rechnung gezogen. Der höhere

Wert für MgO erklärt sich aus der lokalen Anreicherung des Chloritminerales. Der nach Absättigung von A und C für F noch übrigbleibende Rest von 17,75 SiO_2 zeigt mit Deutlichkeit, dass unter den gefärbten Gemengteilen Metasilikate die bedeutendste Rolle spielen. Dies stimmt mit den beobachteten Verhältnissen auch insofern überein, als wir im Dünnschliffe als verbreitetste Gemengteile Hornblenden antreffen. Zur vollständigen Absättigung von F (20,26) ergibt sich ein Fehlbetrag von 2,51 SiO_2. Trotz dem vollständigen Fehlen von Erzen machen uns immerhin das Vorhandensein von Karbonaten sowie die Annahme Tschermak'scher Moleküle $R^{II}_2\ R^{III}_4Si_2O_{12}$ die wenig SiO_2 aber viel Al_2O_2 verbrauchen, den Fehlbetrag an SiO_2 leicht verständlich. Der CaO-Gehalt der Hornblende ist aus dem schon bei dem Zoisitglaukophanit erörterten Grunde als gering anzunehmen. Ziehen wir ferner in Betracht, dass bei einer Verrechung des genannten Na_2O- bzw. K_2O-Gehaltes auf Albit bzw. Muskovit diese beiden zu 11,5% ca. bzw. 8,5% ca. im Gestein vorhanden sein müssten — Werte, die die tatsächlichen Verhältnisse weit überschreiten — so muss notwendigerweise ein Teil der Alkalien in der Hornblende untergebracht werden.

Wie der Zoisitglaukophanit so ist auch der Zoisitalbitamphibolit systematisch in die IV. Gruppe Grubenmanns (Eclogite und Amphibolite) zu stellen.

2. Die Granatalbitamphibolite.

Die Granatalbitamphibolite sind ziemlich selten. In granatreicher Ausbildung können sie ungefähr beim „r" von Pte. Chermontane gesammelt werden.

Es sind zumeist dunkelgrüne, grobschieferige Gesteine, die dem unbewaffneten Auge ein fein verfilztes Grundgewebe mit zahlreich eingestreuten, winzigen Magnetitkriställchen, Pyrit und rötlichem Granat darbieten. Die beiden letzteren treten gewöhnlich gemeinsam auf.

Unter dem Mikroskop ergibt sich folgender Mineralbestand: Albit, Chlorit (Epidot), blaugrüne Hornblende und Granat sind die Hauptgesteinsbildner, Glaukophan und Biotit sind als Übergemengteile, Apatit, Magnetit und Titanminerale als Nebengemengteile vertreten. Der blassrötliche *Granat* bildet nur ausnahmsweise gut begrenzte Rhombendodekaeder, die aber nie die Grösse von Porphyroblasten erreichen. Oft nehmen die *Hornblende-Chloritaggregate* da, wo sie an den Granat grenzen, feine Biotitschüppchen auf als Zeichen einer beginnenden Umwandlung des Granates. Weit häufiger ist die Umwand-

lung des Granates schon so weit vorgeschritten, dass nur mehr ein geringer Granatrest übrig bleibt mit nach aussen aufeinanderfolgenden Zonen von Biotit, Chlorit und schliesslich Albit. Auf diese Umwandlungserscheinungen habe ich bereits bei den Granatglaukophaniten hingewiesen. Der übrige Mineralbestand ist mit demjenigen der Chloritalbitamphibolite vollkommen identisch; das einzige Unterscheidungsmerkmal ist somit der Granatgehalt. Mit der Umwandlung des Granates findet darum ein rascher Übergang in die granatfreien Chloritalbitamphibolite statt.

Sowohl nach ihrer mineralischen Zusammensetzung als auch nach ihren strukturellen und texturellen Eigenschaften sind sie als ein Übergangsglied in der Reihe *Granatglaukophanit–Granatglaukophanalbitschiefer–Granatalbitamphibolit–Chloritalbitamphibolit–Epidotchloritschiefer* aufzufassen. Ihr ganzer Charakter verweist sie zwischen die Kelyphitamphibolite Hezners und die Albitamphibolite Grubenmanns. Nach Hezner[1]) ist der Granat in den Übergangsgliedern zu den Kelyphitamphiboliten reichlich, anderseits trifft man nach Grubenmann (loc. cit. pag. 205) den Granat in den typischen Epi-Amphiboliten nur vereinzelt. Die von mir Granatalbitamphibolite genannten Gesteine sind somit ganz an die Basis der Epizone Grubenmanns zu stellen.

3. Die Chloritalbitamphibolite.

Diese gehen aus den Granatalbitamphiboliten durch vollständige Verdrängung des Granates durch Chlorit hervor und lassen sich gleichfalls von den Glaukophanalbitschiefern durch den allmählichen Ersatz ihres Glaukophanes durch Hornblende und Chlorit herleiten.

Ihren Hauptfundort bilden einzelne, teilweise verrutschte Felsköpfe, die dem linksseitigen Glaukophanitvorkommen der Schlucht von Pte. Chermontane nördlich vorgelagert sind. Auch im Gebiet der Alpe de Boussine werden einzelne Linsen derselben aufgefunden. Diese Gesteine gleichen je nach ihrem Hornblende-Albitgehalt bald mehr den Chlorit-Glaukophanalbitschiefern, bald mehr den Epidotchloritschiefern. Die Abtrennung geschieht erst mikroskopisch, da ihr Hornblendereichtum sich dem unbewaffneten Auge in keiner Weise verrät.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass ihre Gemengteile nach Art und Mengenverhältnis ziemlich mit denen der

[1]) L. Hezner, Ein Beitrag zur Kenntnis der Eclogite und Amphibolite usw. Diss., Wien 1903.

Granatalbitamphibolite übereinstimmen. Blaugrüne Hornblende, Chlorit, Albit als Hauptgemengteile, Granat- und Glaukophanreste, Biotit und spärlicher Serizit als Übergemengteile begleitet von Apatit, Magnetit, Pyrit, und Titanmineralien als den Nebengemengteilen.

Die *Hornblende* ist intensiv blaugrün gefärbt und zeigt zumeist deutlich die Tendenz nach prismatischer Ausbildung. Die Länge ihrer Individuen schwankt zwischen 0,05 und 0,1 mm. Sie ist genau dieselbe, die wir schon öfters als Randhornblende des Glaukophanes kennen gelernt haben. Der Pleochroismus ist

c	>	b	>	a
bläulichgrün		grün		grüngelb.

Die Auslöschungsschiefe ist $c\gamma = 20^0$ ca., die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{,}020$ ca. Für die allmähliche Ersetzung des Glaukophanes durch die blaugrüne Hornblende sprechen zahlreiche Beobachtungen. In den Übergangsgesteinen zwischen den Glaukophangesteinen und den Amphiboliten beobachtet man alle möglichen Zwischenformen von hellem Glaukophan und blaugrüner Hornblende oft an ein und demselben Individuum. Glaukophanreste sind da und dort noch anzutreffen, selbst nach scheinbar vollständigem Ersatz des Glaukophanes sind im Pistazit noch völlig unzersetzte Glaukophanxenoblasten eingeschlossen. Bemerkenswert ist auch die Verteilung der blaugrünen Hornblende im Dünnschliff. Sie ist meist dieselbe wie in den Chlorit-Glaukophanalbitschiefern. Wie dort sind es bei reichlichem Hornblendegehalt linsen- und schwadenartige Anreicherungen von Hornblende, untermischt mit Chlorit und Biotit, die in schwachen Wellungen den Schliff durchziehen. Die Parallelordnung der einzelnen Hornblendeindividuen ist nicht mehr so genau eingehalten wie beim Glaukophan, aber doch noch ziemlich ausgesprochen. Dabei tritt der merkwürdige Fall ein, dass solche Hornblendeansammlungen an der Berührungsstelle mit Albit oft noch gut erhaltenen Glaukophan führen. Auch im Albit schwimmen dann vereinzelte Glaukophanprismen, die alle einen sehr schmalen Hornblendesaum aufweisen. Der *Albit* ist vollkommen xenoblastisch und von den übrigen Gemengteilen poikiloblastisch durchwachsen. Zwillingslamellen sind sehr selten. Der *Chlorit* überwiegt an Menge die Hornblende oder kommt ihr doch wenigstens gleich. Seine Schüppchen sind gewöhnlich klein und tragen oft ganz den Charakter von Hornblendechlorit. Vereinzelt bemerkt man schon eine deutliche Sammelkristallisation zu grösseren Blättchen. Der Pleochroismus ist intensiv

von grün zu gelbgrün. Es sind verschiedene Glieder der Chloritreihe vertreten, die bald dem positiven Pennin, bald dem Klinochlor näherstehen. Den Chlorit begleiten kleinste, kaum 0,05 mm messende *Biotit*schüppchen mit dem Pleochroismus

c = b > a
tiefgrün bis braungrün hellgelb.

Ihre Menge nimmt gleichzeitig mit Hornblende und Chlorit zu. *Muskovitischer* bis *serizitischer Glimmer* begleitet wiederum den Albit. Der *Pistazit* erlangt mitunter die Ausbildung von 1—2 mm langen Idioblasten, die infolge der Kleinheit der andern Komponenten einsprenglingsartig hervortreten. Ziemlich scharf absetzende Rekurrenzzonen führen oft bis zum Klinozoisit. *Granat*reste sind nicht selten. Kleine Biotitchloritanhäufungen, umgeben von einer hellen Albitzone deuten gelegentlich auf ein ursprüngliches Vorhandensein von Granat. *Apatit* zeigt die gewöhnliche Körnerform. *Titanit* ist in reichlichen Rhombenkriställchen dem Chlorit als Entmischungsprodukt eingewachsen. In ihm eingeschlossene *Rutilsäulchen* oder *Titanerz*reste erweisen seine Herkunft aus Titaneisen. Grössere Titanitidioblasten zeigen schwache Absorptionsunterschiede und Druckverzwillingung. Leukoxen in Haufwerken oder als Titanomorphit ist seltener. *Magnetit* bildet meist oktaedrische Porphyroblasten von 0,5—1 mm Grösse.

Die *Struktur* ist poikiloblastisch-lepidoblastisch, bei reichlicherem Auftreten von Epidot und Magnetit schwach porphyroblastisch. Die *Textur* erscheint unter dem Mikroskop nur selten richtungslos; meist wird der schon makroskopisch erlangte Eindruck von der Schieferigkeit des Gesteines unter dem Mikroskop noch erhöht durch die wellen- und lagenartige Anordnung von Chlorit und Hornblende.

Die *kristalloblastische Reihe* ist: Magnetit, Rutil, Titanit–Glaukophan–Hornblende–Epidot–Chlorit, Biotit, Serizit–Albit.

Die Analyse eines *glaukophanführenden Chloritalbitamphibolites* von Boussine ergab folgendes Resultat:

	Analysenwerte	Molekularprozente
SiO_2	50,00	62,89
TiO_2.....	4,10	—
Al_2O_3.....	13,67	11,13
Fe_2O_3.....	4,08	—
FeO	8,71	4,88
CaO	5,20	5,32
MgO	4,38	9,60
Na_2O	5,02	5,78
K_2O.....	1,16	0,40
H_2O.....	3,27	—
	99,59	100,00

S = 60,24	n = 8,7	a = 6,3
A = 6,43	m = 8,3	c = 2,7
C = 2,82	k = 0,92	f = 21,0
F = 21,26	M = 3,59	Σ = 30,0
	T = 0,0	

Der hohe Na_2O-Gehalt ist eine Folge des Nebeneinanderauftretens von Albit, blaugrüner Hornblende und Glaukophan. Die letzteren beiden sind überdies durch alle möglichen Übergangsstufen miteinander verbunden. Die 4,10% TiO_2 erweisen zur Genüge die wichtige Stellung der Titanminerale in diesen Gesteinen. Das Verhältnis A > C versetzt das Gestein in die VII. Gruppe (Chloromelanitgesteine) der Systematik Grubenmanns.

Nimmt in den Albitamphiboliten der Chlorit auf Kosten der blaugrünen Hornblende immer mehr zu, so entwickeln sich Übergangstypen zu der folgenden Gesteinsgruppe.

VII. Chloritschiefer.

Unter dem Sammelnamen Chloritschiefer fasse ich grüne, mehr oder weniger schieferige Gesteine zusammen, in denen Chloritmineralien die Hornblenden der Amphibolite ganz oder doch bis zu einem solchen Grade vertreten, dass der Amphibol zu einem nur sporadischen Übergemengteil herabsinkt. Petrographisch lassen sie sich in die 2 folgenden Unterabteilungen gliedern:

1. Epidotchloritschiefer.
2. Albitchloritschiefer und eigentliche Chloritschiefer.

1. Die Epidotchloritschiefer.

Sie umfassen den Grossteil aller ophiolithischen Einlagerungen der Casannaschiefer. Ihre Verbreitung im obern Val de Bagnes ist so gross und so allgemein, dass es sich erübrigt, die vielen Vorkommen einzeln anzuführen. Ihre zahlreichsten Vorkommen liegen im Gebiet von Torrembey.

In den sie begleitenden Albitgneisen und Phylliten bilden die Epidotchloritschiefer Einlagerungen, die bald zu mehrere Meter mächtigen Linsen anschwellen, bald aber auch als schmale, oft sogar nur wenige Zentimeter dicke grüne Bänder das Nebengestein konkordant durchziehen.

Ihre Ausbildung ist sehr mannigfaltig, sowohl was ihre mineralische Zusammensetzung als auch was ihr texturelles und strukturelles Gefüge und damit ihr makroskopisches Aus-

sehen anbelangt. Ihr ganzer Typenreichtum lässt sich mineralogisch folgendermassen gruppieren:

a) Karbonatarme, eigentliche Epidotchloritschiefer;
b) Karbonatreiche, epidotarme Epidotchloritschiefer;
c) Granat- und serizitführende Epidotchloritschiefer.

Der Mineralbestand besteht aus Albit, Chlorit und Epidot und eventuell Karbonat als Hauptgemengteile in verschiedenen Mischungsverhältnissen; wenig Hornblende und Glaukophan, Granat, Serizit, Biotit, Pyrit und Hämatit als Akzessorien sowie Titanit und Magnetit als nie fehlende, Apatit und Zirkon als seltenere Nebengemengteile.

Der *Albit* ist teils in rundlichen oder gebuchteten Körnern, teils in gestreckten Linsen entwickelt. Dicktafelige Ausbildung ist selten und ganz auf die chloritreichen aber epidot- und karbonatarmen Typen beschränkt. Die grösseren Körner besitzen in der Regel deutliche Spaltrisse und eine gut ausgeprägte albitische Zwillingsstreifung. Symmetrisch auslöschende Individuen, die also der Zone $\perp$ (010) angehören, hatten folgende Auslöschungsschiefen:

$$\left.\begin{matrix}14^0\\14^0\end{matrix}\right\} 14^0 \qquad \left.\begin{matrix}14^0\\16^0\end{matrix}\right\} 15^0 \qquad \left.\begin{matrix}15^0\\16^0\end{matrix}\right\} 15{,}5^0 \qquad \left.\begin{matrix}17^0\\16^0\end{matrix}\right\} 16{,}5^0$$

Schnitte $\perp$ zur negativen Bisektrix ergaben im Mittel 15°.
Schnitte $\perp$ zur positiven Bisektrix ergaben im Mittel 18°.

Gegenüber Quarz zeigt der Feldspat das Lichtbrechungsverhältnis: $\alpha, \beta, \gamma < \omega$. Danach handelt es sich um einen Albit von der annähernden Zusammensetzung Ab 95 An 5. Kataklastische Einwirkungen zeigt der Albit nie; denn Bruchdeformation ist bei ihm immer durch Formdeformation ersetzt. Der *Chlorit* ist neben Albit der wichtigste Gemengteil der Epidotchloritschiefer. In den noch wenig hornblendeführenden Gesteinstypen ist er durch seine Feinschuppigkeit charakterisiert, in den hornblendefreien hingegen ist er zu blätterigen oder fächerförmigen Aggregaten vereint. Es liegen verschiedene Glieder der Chloritgruppe vor. In der Hauptsache handelt es sich um einen viriditartigen, intensiv grüngefärbten Chlorit mit den Absorptionsfarben:

c = b > a
sattgrün mit graubläulichem Ton gelbgrün.

Die Auslöschung schwankt zwischen 2° und 5°. Der Axenwinkel ist klein. Die Interferenzfarben sind anormal braungrün infolge der starken Eigenfarbe des Chlorites. Alle diese Eigenschaften sprechen am ehesten für *Klinochlor*. Tief-

graugrün, fast isotrop erscheinende Chlorite mit nur schwach ausgeprägtem, positivem Charakter, die somit dem *positiven Pennin* angehören dürften, leiten zu anormal rotviolett interferierenden Chloriten über, wie sie in einzelnen epidotarmen Gesteinstypen zu alleiniger Geltung gelangen. Mit der Zunahme des Blaues ihrer Interferenzfarben wird ihr optischer Charakter immer ausgesprochener Unzweifelhaft handelt es sich dabei um *negativen Pennin.* In den typischen, indigoblau polarisierenden Blättchen mit $a = b > c$ traf ich den negativen Pennin nur in den noch zu besprechenden Pennin-Karbonatpseudomorphosen nach Glaukophan. Der *Pistazit* ist seltener in kleineren Körnchen als vielmehr in guten Idioblasten ausgebildet. Die letzteren sind immer nach der b-Axe gestreckt, schwach abgeflacht nach (001). An Formen können hauptsächlich (001), (100) und (101) erkannt werden, die aber durch Häufung von Querprismen meist etwas verwischt sind. Zwillinge nach (100) sind bei grösseren Epidotindividuen häufig. Die Randzonen des Epidotes werden öfters von *Klinozoisit* eingenommen, während im Kern sich gelegentlich ein Rest von graublauem bis rostbraunem *Orthit* (Epidotorthit im Sinne Goldschmidts) vorfindet. Das makroskopisch oft gelblichbraune Karbonat ist in rundlichen Körnern zugegen. Autoblasten sind recht selten. Feinste Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, letztere mit tanzenden Libellen, veranlassen eine mikroskopische Trübung. Die makroskopisch gelbbraune Farbe wird durch Ausscheidung des Eisengehaltes in Form von rot durchscheinenden Eisenoxyden verursacht. Das Karbonat steht dem *Ankerit* nahe. Bei seiner Zersetzung[1]) dürfte sich teilweise Kalzit bilden, worauf die mit zunehmender Limonitisierung der Karbonate auch zunehmende Angreifbarkeit durch verdünnte HCl hinweist. Daneben tritt der *Kalzit* auch selbständig auf. Er ist immer durch buchtige und lappige Umgrenzung gekennzeichnet. Häufig macht er auch den Eindruck sekundärer Infiltration. Die spärliche *blaugrüne Hornblende* und die noch spärlicheren *Glaukophanreste* sind die gleichen wie in den Amphiboliten. Der helle *Glimmer* ist bald serizitisch

[1]) Die Zersetzung eisenhaltiger Karbonate in Kalzit und Ferrite fand ich auch bei meinen gelegentlichen Besuchen der Topfsteinmine von Bonatchesse bestätigt. Topfsteinblöcke, die in ihren innern Partien einen unzersetzten Breunerit führten, zeigten an ihrer, der Verwitterung ausgesetzten Oberfläche nur mehr limonitischen mit verd. HCl aufbrausenden Kalzit. Die Tatsache, dass die genannten Blöcke nachweislich nur ca. 8 Jahre der Oberflächenverwitterung ausgesetzt waren, zeigt die grosse Geschwindigkeit des Zersetzungsprozesses.

bald muskovitisch. In der muskovitischen Ausbildung zeigt er in gewissen Gesteinstypen eine deutliche Absorption:

c = b	>	a
hellgrünlich		hellgrünlich-farblos.

Er ist somit von fuchsitischem Charakter. Der makroskopisch nur selten auffindbare, metallisch glänzende *Hämatit* ist im Dünnschliff in roten Täfelchen von sechsseitiger Umgrenzung vorhanden. *Pyrit* in bald von *Limonit* umsäumten, bald von Magnetit umwachsenen Würfelchen macht mehr und mehr dem *Magnetit* Platz. Seine Ausbildung ist zumeist vollkommen idioblastisch. Selten zeigt er Einschlüsse von Epidot oder Verwachsung mit ihm. Zwillinge nach dem Spinellgesetz fehlen nicht ganz. Als *Titanomagnetit* weist er ein zerfressenes Aussehen auf, ohne aber seine oktaedrische Kristallform ganz zu verlieren. Er ist dann in der Regel von Rutil oder Titanit begleitet. Ilmenit kommt nur als Kern im *Titanomorphit* vor. *Titanit* in Insekteneierform oder in grösseren Kriställchen ist ein charakteristischer und reichlicher Übergemengteil. Mitunter ist er mit Epidot verwachsen. *Rutil* in gelbbraunen, oft knieförmig verzwillingten Kriställchen ist weit weniger häufig. Sehr hoch lichtbrechende, öfters deutlich quadratische Kriställchen weise ich dem *Zirkon* zu. *Apatit* ist spärlich und meist ohne Kristallformen.

Die *strukturellen und texturellen Eigenschaften* sind für die verschiedenen Gruppen der Epidotchloritschiefer verschieden.

Die *karbonatarmen, eigentlichen Epidotchloritschiefer* besitzen in ihrer typischen Ausbildung eine an die Ovardite erinnernde Ocellarstruktur. Die Textur ist verworren-schieferig bis schwach kristallisationsschieferig.

Die *karbonatreichen, epidotarmen Epidotchloritschiefer* zeigen infolge der gleichmässigen Durchtränkung des Gesteins mit Ankerit eine granoblastische Struktur bei ziemlich massiger Textur.

Die *granat- und serizitführenden Epidotchloritschiefer* sind lepidoblastisch-granoblastisch struiert. Chlorit und Serizit tragen viel zur Ausbildung einer guten Schieferung bei.

Ein *ankeritreicher Epidotchloritschiefer aus dem Gebiete von Torrembey* wurde mit folgendem Resultat analysiert:

	Analysenwerte	Molekularprozente
SiO_2 . . .	41,10	62,89
TiO_2 . . .	3,20	—
Al_2O_3 . . .	13,32	11,13
Fe_2O_3 . . .	3,04	—
FeO . . .	6,55	4,88
CaO . . .	9,40	5,32
MgO . . .	6,65	9,60
Na_2O . . .	4,21	5,78
K_2O . . .	0,44	0,40
H_2O . . .	2,55	—
CO_2 . . .	9,28	—
	99,74	100,00

Werte nach Osann-Grubenmann		Projektionswerte
S = 62,89	n = 9,35	a = 7,1
A = 6,18	m = 9,75	c = 5,8
C = 4,95	k = 0,98	f = 17,1
F = 14,85	M = 0,37	Σ = 30,0
	T = 0,0	

Die grosse CO_2-Menge zwingt uns zur Annahme, dass die Karbonatbeimengung nicht in der Zersetzung primärer Gemengteile, sondern höchstwahrscheinlich im tuffoiden Charakter des Gesteins ihren Grund hat. Da das Karbonat die chemischen Eigenschaften des Ankerites zeigt (schwere Angreifbarkeit durch verdünnte HCl, bedeutender Eisengehalt), so wurde die CO_2-Menge auf einen Normalankerit (2 CaO MgO FeO 3 CO_2) ausgerechnet und ein Gehalt von 20,57% Ankerit gefunden. Dies stimmt mit der aus dem Dünnschliff geschätzten Karbonatmenge gut überein. Nach Abrechnung der den 9,28% CO_2 äquivalenten 5,54% CaO, 3,63% FeO und 2,01% MgO ergaben sich die oben angegebenen Molekularprozente. Die noch restierenden 5,32 Molekularprozente CaO sind grösstenteils mit TiO_2 im Titanit und nur zu einem geringen Teil im Epidot und Chlorit vorhanden (dies natürlich nur, wenn wir von der Möglichkeit absehen, dass der im Gestein anwesende Ankerit vielleicht mehr CaO enthält, als dem Normalankerit entspricht). Der bedeutende Na_2O-Gehalt findet im grossen Albitreichtum und in der akzessorischen Beimengung feinster Glaukophannädelchen seine Erklärung.

Systematisch stellt sich das Gestein an die Grenze zwischen Gruppe IV (Eclogite und Amphibolite) und Gruppe VII (Chloromelanitgesteine) von Grubenmann.

2. Albitchloritschiefer und eigentliche Chloritschiefer.

Diese gehen durch nahezu vollständiges Verschwinden des Epidotes aus den Epidotchloritschiefern hervor. Reichert sich der Chlorit bedeutend an, so tritt zunächst der Epidot aus

dem Mineralbestand aus, das ihn teilweise ersetzende Karbonat tritt zusehends zurück und der Albit erfährt eine bedeutende Kornvergrösserung. Auf diese Weise resultieren schliesslich Gesteine von schieferigem Bruch, die in einer glänzend grünen, chloritischen Grundmasse, bis 0,5 cm messende, meist isometrische, porphyroblastenartige Körner von Albit sowie vereinzelte Pyritwürfelchen erkennen lassen. Im Albit sind gelegentlich limonitische Karbonate eingewachsen. Gesteine von dieser Zusammensetzung verdienen den Namen *Albitchloritschiefer.*

Unter dem Mikroskop zerfallen die *Albit*körner häufig in einzelne, innig verzahnte Körner, die gegen den Chlorit hin gewöhnlich scharf absetzen. Der *Chlorit* ist ein negativer Pennin und verursacht durch seine vorwiegend parallele Anordnung die Schieferigkeit des Gesteins. Im Druckschatten der grossen Albitindividuen ist er oft mit kleinen Albitkörnchen verwachsen. Das *Karbonat* ist von opaken bis rotbraunen Ferriten erfüllt, die sich gern längs den Spaltrissen der Karbonatkörner anhäufen. *Ilmenit*reste mit *Leukoxen*rändern durchziehen parallel der Schieferung das Gesteinsgefüge. Den Leukoxen verdrängen hin und wieder spärliche Klinozoisitkörnchen.

Die makroskopisch porphyroblastische *Struktur* ist unter dem Mikroskop eher granoblastisch-lepidoblastisch. Die *Textur* ist schwach kristallisationsschieferig.

Von diesen Albitchloritschiefern findet nun durch stete Albitabnahme ein langsamer Übergang zu den *Chloritschiefern* hin statt. Diese bestehen grösstenteils aus Chlorit mit nur ganz vereinzelten Albitkörnern, Magnetitilmenitresten und Titanomorphit. Untergeordnet kommen darin auch dünne Adern von wasserhellem Quarz vor.

Die *Struktur* ist vollkommen lepidoblastisch, die *Textur* kristallisationsschieferig.

C. Ueber die blauen Natronamphibole der Casannaschiefer.

Aus der vorangehenden petrographischen Beschreibung ergibt sich die Anwesenheit mehrerer Mischungsglieder von Natronhornblenden in den Casannaschiefern des obern Val de Bagnes. So trifft man sowohl Glieder der Reihe Glaukophan–Crossit, als auch Glieder der Reihe Glaukophan–blaugrüne bis grüne Hornblende sowie der Reihe braune Hornblende–grüne Hornblende–gastalditischer Glaukophan.

Im folgenden sollen nun der Chemismus des Glaukophans von Vingt-Huit sowie die gegenseitigen Beziehungen der

einzelnen Mischungsglieder eine eingehendere Behandlung erfahren.

Da die bis jetzt aus dem Val de Bagnes veröffentlichten Glaukophananalysen (vgl. Lit. 44, pag. 13 und Lit. 40 pag. 158) einen ausgesprochenen crossitischen Chemismus zeigen, obwohl neben echtem Crossit der eigentliche Glaukophan im Val de Bagnes in viel grösserer Verbreitung angetroffen wird, so schien es darum angebracht, auch den Glaukophan der bedeutenden Glaukophanitvorkommnisse von Vingt-Huit auf seinen Chemismus zu untersuchen.

Wie bereits pag. 142 bemerkt, gehen die *Serizitglaukophanite* etwas westlich des „ui" von Vingt-Huit (vgl. Blatt 530 Grand Combin 1 : 50000) am Wege nach Chanrion in einem überhängenden Glaukophanitfels in ein fast reines Glaukophanitgestein über. Im Dünnschliff des betreffenden Gesteines finden sich als einzige Begleiter des Glaukophanes wenig Serizit, Epidot, Erze und Albit. Das gepulverte und gesiebte Gesteinsmaterial wurde durch mehrere Fraktionen Thoulet'scher Lösung von den andern Komponenten getrennt. Schliesslich blieben als einzige Verunreinigung nur mehr vereinzelte Epidotkörnchen zurück, die mit Hilfe der Leitz'schen Binokularlupe herausgelesen wurden. Darauf lag zur Analyse praktisch vollkommen reines Material vor. Dies ergibt sich auch aus dem geringen CaO-Wert der Analyse, da ja die geringsten Epidotbeimengungen diesen Wert hätten erhöhen müssen.

Die Analyse des „Glaukophanes" von Vingt-Huit wurde im chemischen Laboratorium des mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Basel mit folgendem Ergebnis ausgeführt:

Analyse des „Glaukophans" von Vingt-Huit:

	Gewichts-prozente	Umrechnung auf 100	Molekular-proportionen × 100	
SiO_2	55,30	56,33	94,44	
TiO_2	0,45	0,46	—	
Al_2O_3	17,47	17,79	17,44	18,77
Fe_2O_3	2,09	2,13	1,33	
FeO	13,68	13,93	19,35	
CaO	1,00	1,02	1,82	26,49
MgO	2,09	2,13	5,32	
Na_2O	5,21	5,30	8,55	9,52
K_2O	0,89	0,91	0,97	
H_2O (+ Glühverlust)	2,71	—	—	
	100,89	100,00		

Wir haben somit folgende Molekularproportionen:

$R^{I}_{2}O$	:	$R^{II}O$	:	$R^{III}_{2}O_{3}$
9.52		26.49		18.77

Das Verhältnis von $R^{I}_{2}O : R^{III}_{2}O_{3}$ ist ca. 1 : 2. Es kann somit nur etwa die Hälfte der Tonerde an die Alkalien, d. h. im Glaukophanmolekül gebunden sein. Nimmt man nun mit Milch (Lit. 19) zunächst probeweise an, dass der Tonerderest im Tschermak'schen Pyroxenmolekül $R^{II}R^{III}_{4}Si_2O_{12}$, das viel Al_2O_3, aber wenig SiO_2 verbraucht, vorhanden sei und berechnet man den Rest von $R^{II}O$ als Metasilikat, so ergeben sich Verhältnisse, wie sie denen des Gastaldites von St. Marcel sowie denen des „Eisengastaldites" von Shikoku sehr nahe kommen. Grössere Unterschiede machen sich bemerkbar gegenüber den Werten des Glaukophanes von Elek-Dagh. Die betreffenden Werte (Molekularquotienten × 100) sollen vergleichshalber nebeneinandergestellt werden:

	St. Marcel		Shikoku		Vingt-Huit		Elek-Dagh[1])	
SiO_2	96,94		93,89		93,25		88,13	
Al_2O_3	20.94	20,94	14,81	20,93	17,41	18,74	23,02	24,15
Fe_2O_3	—		6,12		1.33		1,13	
FeO	12,58		6,00		19,43		3,11	
CaO	3,62	25,91	10,73	25,26	1,82	26,53	10,44	25,90
MgO	9,71		8 55		5,28		12,35	
Na_2O	7,68	7,68	7,7.	8,05	8,44	9,49	10,89	12,71
K_2O	—		0,27		1,05		1,82	
$R_2R^{III}_{2}Si_4O_{12}$	7,68	14,31	8,05	14,49	9,49	14,12	12,71	18,43
$R^{II}_{2}Al_4Si_2O_{12}$	6,63		6,44		4,63		5,72	
$R^{II}Si_4O_{12}$	3,16		3,08		4,32		3,62	
SiO_2Überschuss (in Molekularquotienten × 100)	40,31		36,41		28,76		11,37	

Aus dieser Zusammenstellung ersehen wir, dass nach Berechnung der obigen Moleküle in den tonerdereichen Glaukophanen bzw. Gastalditen die SiO_2-Übersättigung mit zunehmendem Wert für $Na_2R^{III}Si_4O_{12}$ rasch abnimmt. Die SiO_2-Übersättigung des „Glaukophanes" von Vingt-Huit, die

[1]) Die Werte des Glaukophans von Elek-Dagh wurden neu umgerechnet.

nicht ganz $^1/_3$ des in der Analyse gefundenen SiO_2-Gehaltes ausmacht, würde auch bei einer Verrechnung des gesammten H_2O als Metakieselsäure nur zur Bindung von ca. 15 SiO_2 in Form von nicht ganz 4 $H_8Si_4O_{12}$ dienen. Die vollständige Absättigung gelingt hingegen bei Annahme des von Doelter eingeführten und von Milch erstmals für den Glaukophan in Anwendung gebrachten Moleküles $R^{II}R^{III}_2Si_4O_{12}$. Die für den „Glaukophan" von Vingt-Huit gefundenen Werte sowie die teils von Milch übernommenen teils neu umgerechneten Werte für die obigen Vergleichsanalysen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

	St. Marcel[1])		Shikoku		Vingt-Huit[2])		Elek-Dagh	
$R^I_2R^{III}_2Si_4O_{12}$ . . .	7,68	20,94	8,05	20,18	9,49	18,74	12,71	16,51
$R^{II}R^{III}_2Si_4O_{12}$ . . .	13,26		12,13		9,25		3,80	
$R^{II}_4R^{III}_4Si_2O_{12}$ . . .	—		0,38		—		3,82	
$R^{II}_4Si_4O_{12}$	3,16		3 10		4,32		3,62	

Diese Zusammenstellung zeigt ebenso deutlich wie die oben angeführte die Zugehörigkeit des „Glaukophanes" von Vingt-Huit zur Gruppe der Gastaldite speziell zur Untergruppe der Eisengastaldite (im Sinne Milchs). Mit dem Gastaldit von St. Marcel hat er das Fehlen des Pyroxenmoleküles $R^{II}R^{III}_2SiO_2$ gemeinsam, unterscheidet sich aber von ihm durch eine geringe Vertretung des Al_2O_3 durch Fe_2O_3. Diese Vertretung zeigt der Eisengastaldit von Shikoku noch in erhöhtem Masse. Der „Glaukophan" von Vingt-Huit kann somit füglich als *Eisengastaldit* bezeichnet werden. Denken wir uns den geringen CaO-Gehalt an das Aktinolithmolekül, sowie das Fe_2O_3 an das Molekül $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$ (Riebeckitmolekül z. T.) gebunden, so lässt sich auf diese Weise für den analysierten *Eisengastaldit von Vingt-Huit* folgende Formel berechnen:

8,16 $Na_2Al_2Si_4O_{12}$	9,49	$R^I_2R^{III}_2Si_4O_{12}$	
1,33 $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$			
9,25 (Mg, Fe) $Al_2Si_4O_{12}$	9,25	$R^{II}R^{III}_2Si_2O_{12}$	
1,82 Ca (Mg, Fe)$_3Si_4O_{12}$	4,32	$R^{II}_4Si_4O_{12}$	
2,50 (Mg, Fe)$_4Si_4O_{12}$			

[1]) Ca. 0,2% SiO_2-Überschuss. [2]) Ca. 0,35% SiO_2-Überschuss.
Der SiO_2-Überschuss könnte hier und an andern Orten durch Bindung an Wasser behoben werden, wie dies Haffke (Über die chemische Konstitution der Hornblende, Inaug.-Diss. Göttingen 1890), Sauer (Bad Geol. Landesanst. 1891, II, pag. 252) u. a. tun.

Der Eisengastaldit von Vingt-Huit zeigt die gewöhnlichen Eigenschaften des Glaukophans, wie ich sie pag. 142 u. ff. erörterte. Von den Glaukophanen der meisten Glaukophangesteine des obern Val de Bagnes unterscheidet er sich durch seine meist homogene Färbung. Verwandt mit ihm scheint in erster Linie der Glaukophan der Zoisitglaukophanite zu sein. Die blaue Farbe dieses letzteren, sowie der geringe Fe_2O_3-Gehalt, dafür aber umso grösserer Al_2O_3-Gehalt der Analyse des Zoisitglaukophanites von Vingt-Huit (vgl. Analysentabelle: Analyse IV), dem er entstammt, weisen zur Genüge auf seinen gastalditischen Charakter. Die meisten andern im obern Val de Bagnes auftretenden Glaukophane zeigen in der Regel innerhalb desselben Individuums eine wechselnde Intensität ihrer Färbung und dementsprechend ihres Pleochroismus. Dieser Wechsel vollzieht sich bald fleckenhaft schlierig, bald auch zonar, d. h. ein tiefer gefärbter Kern wird von einer helleren Zone umgeben. Die umgekehrte Zonenfolge ist seltener. Mit zunehmender Intensität der Färbung zeigt der Glaukophan eine regelmässige Abnahme der Doppelbrechung und des Axenwinkels unter gleichzeitiger Zunahme der Auslöschungsschiefe. Im Glaukophan der Pistazitglaukophanite erreicht der Axenwinkel gewöhnlich nur eine sehr geringe Grösse, in den crossitführenden Pistazitglaukophaniten sinkt sein Axenwinkel mehr und mehr, bis er über den intermediären, einaxigen Glaukophancrossit in den typischen Crossit mit normalsymmetrischer Axenlage übergeht[1]) (vgl. pag. 148 u. ff.).

Da sich nun bekanntlich der Crossit vom Glaukophan chemisch in erster Linie durch seinen hohen Fe_2O_3-Gehalt auszeichnet, müssen zweifelsohne die obenerwähnten kontinuierlichen Veränderungen des optischen Verhaltens auf eine stete Zunahme des Fe_2O_3-Gehaltes zurückgeführt werden. Dieser Schluss findet seine Bestätigung auch in der von Grubenmann veröffentlichten Analyse des dunkelblauen Glaukophanes von Laventzie (Lit. 16, pag. 13). Auf den hohen Fe_2O_3-Gehalt und den dadurch bedingten crossitischen Chemismus des Glaukophanes von Laventzie[2]) hat schon Grubenmann hingewiesen. Seine Verwandtschaft mit echten Crossiten tritt ganz besonders

[1]) Es sind dies ähnliche Verhältnisse, wie sie die Anophorite Freudenbergs zeigen (W. Freudenberg, Der Anophorit, eine neue Hornblende vom Katzenbuckel. Mitt. d. Bad. geol. Landesanst. 1908).

[2]) Da zur Zeit der Veröffentlichung der Grubenmannschen Arbeit das Auftreten des Crossits im Val de Bagnes noch nicht bekannt war, kann es sich beim Glaukophan von Laventzie sehr wohl auch in optischer Beziehung um eine Übergangsform zu Crossit handeln.

in die Erscheinung, wenn man seine Analysenwerte auf die schon oben verwendeten Moleküle ausrechnet. Vergleichshalber wurden auch die Analysen des Glaukophanes von Syra (Lit. 19, pag. 357), des Crossites von Berkeley (vgl. ROSENBUSCH[1]) pag. 241) und des Rhodusites von Rhodus (vgl. ROSENBUSCH[1]) pag. 241) entsprechend berechnet. Dabei ergab sich allerdings für die beiden letzteren ein geringer Überschuss der Alkalien über die Sesquioxyde. Diesen nur geringen Überschuss eliminierte ich durch Unterbringung in das Arfredsonitmolekül ($Na_2Fe^{II}_3Si_4O_{12}$). Der SiO_2-Überschuss erreicht nur beim Rhodusit[2]) eine beträchtliche Grösse, könnte aber auch eventuell als H_2SiO_3 an H_2O gebunden werden.

	Syra (Glaukophan)		Laventzie (Eisenglaukophan)		Berkeley (Crossit)		Rhodus (Rhodusit)	
SiO_2	95,48		90,32		91,70		94,48	
Al_2O_3	10,83	12,83	6,75	13,31	4,66	11,48	0,05	10,0
Fe_2O_3	2,00		6,56		6,82		9,95	
FeO	13,54		11,90		13,12		10,59	
CaO	1,69	39,64	4,07	38,82	4,24	40,61	0,17	40,31
MgO	24,41		22,85		23,25		29,55	
Na_2O	10,95	11.40	11,24	12,42	11,99	12,29	10,32	11.18
K_2O	0,45		1,18		0,30		0.86	
$Na_2Al_2Si_4O_{12}$	9,40	11,40	5,86	12,42	4,66	12,48	0,05	10,0
$Na_2Fe^{III}_2Si_4O_{12}$	2,00		6,56		6.82		9,95	
$Na_2Fe_3Si_4O_{12}$	—		—		0,81		1,18	
$(Mg, Fe)RSi_4O_{12}$	1,43		0,89		—		—	
$Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$	1,69	9,55	4,07	9,48	4,24	9,50	0,17	9,19
$(Mg, Fe)_4Si_4O_{12}$	7,86		5,41		5,26		9,02	
SiO_2-Überschuss	2,0% ca.		(0,3% ca.) (Fehlbetrag)		0,02 ca.		5% ca.	

Vergleichen wir diese Werte untereinander, so fallen zunächst zwei Verhältnisse in die Augen: einerseits die stete Abnahme des Glaukophanmoleküles $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ zugunsten des Riebeckitmoleküles $Na_2Fe^{III}_2Si_4O_{12}$ gegen den Rhodusit hin und anderseits das durchgehende Überwiegen des Anthophyllitmoleküles $[(Mg, Fe)_4Si_4O_{12}]$ über das Strahlsteinmolekül

[1]) H. ROSENBUSCH und E. A. WÜLFING, Mikroskopische Physiographie I, 2. Mineralien, 1905, pag. 241.

[2]) Der Rhodusit sollte nach C. DOELTER (Handbuch der Mineralchemie, Dresden und Leipzig 1914, Band II, erste Hälfte, pag. 705) eher als Abriachanit bezeichnet werden.

[Ca $(Mg,Fe)_3Si_4O_{12}$]. Bei Crossit und Rhodusit ist $R^I_2O > R^{II}_2O_3$, was uns zur Annahme des Arfvedsonitmoleküles ($Na_2Fe^{II}_2Si_4O_{12}$) zwingt. Hierin unterscheiden sich von Crossit und Rhodusit der ihnen in den übrigen Werten so ähnliche Glaukophan von Laventzie, den Milch seines hohen Fe_2O_3-Gehaltes wegen als Eisenglaukophan bezeichnet hat. Dieser führt, wenn auch in geringen Mengen, das Molekül $R^{II}R^{III}_2Si_4O_{12}$, der dem jeweiligen R_2O_3-Überschuss entspricht. Das Molekül $R^{II}R^{III}_2Si_4O_{12}$ erreicht beim Eisenglaukophan den Wert 1 nicht und beim typischen Glaukophan von Syra, wie ihn uns die Analyse von Washington[1]) lieferte, bleibt er unter 2; er steigt aber gegen die Gastaldite hin rasch an und erreicht beim typischen Gastaldit von St. Marcel seinen höchsten Wert mit 13,26. Ganz entsprechend nimmt das Sammelmolekül $R^I_2R^{III}_2Si_4O_{12}$ innerhalb der Gastaldite zusehends zu, bis es beim Glaukophan von Syra den Wert 11,40 erreicht, der in der aufsteigenden Reihe Glaukophan–Crossit–Rhodusit mit geringen Schwankungen erhalten bleibt.

Ein Vergleich der beiden Tabellen der Molekularverhältnisse der Gastaldite einerseits und der Glaukophan–Crossit–Rhodusit-Reihe andrerseits lehrt uns, dass sowohl das Riebeckitmolekül als auch das Strahlstein- (bei den Gastalditen) bzw. Anthophyllitenmolekül (bei den angeführten Natronamphibolen) für die spezielle Systematik der Gesamtreihe der blauen Natronamphibole der kristallinen Schiefer von Bedeutung ist. Ich führe im folgenden die einzelnen Werte der Übersichtlichkeit halber nochmals an, wobei sowohl die Gastaldite unter sich als auch die übrigen Glieder der Reihe nach zunehmendem Fe_2O_3-Gehalt geordnet sind.

Zum Vergleich ihrer gegenseitigen optischen Verhältnisse sind auch einzelne optische Eigenschaften der betreffenden Amphibole mit angeführt.

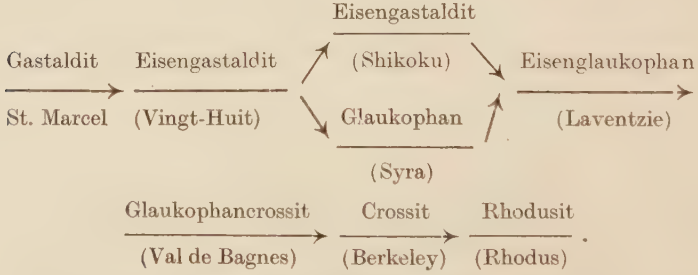
Wie wir daraus ersehen können, nehmen in der aufsteigenden Reihe die einzelnen Werte für $Na_2Fe^{III}_2Si_4O_{12}$ ebensowenig wie diejenige für $R^{II}_4Si_4O_{12}$ nicht kontinuierlich zu, wohl aber trifft dies für ihre Summe zu. Diese macht beim Gastaldit von St. Marcel nur einige Prozente aus, beim Crossit von Berkeley hingegen nahezu 82% der Gesamtzusammensetzung[2]).

[1]) H. S. Washington, A Chemical Study of the Glaucophane Schists. Americ. Journal of Science 161, pag. 40.

[2]) Würde man den Vergleich weiter ausdehnen auf den Krokydolith, den Hastingsit und den Riebeckit, so liesse sich auch hier auf Grund des Fe_2O_3-Gehaltes eine absteigende Reihe aufstellen. Das Verbindungsglied mit der Glaukophan-Rhodusitreihe würde der Krokydolith darstellen, mit ca. 95% des Riebeckit- und Anthophyllitmoleküles.

	Gastaldit von St. Marcel	Eisengastaldit von Vingt-Huit	Eisengastaldit von Shikoku	Glaukophan von Syra	Eisenglaukophan von Laventzie	Crossit von Berkdey	Rhodusit von Rhodus
$Na_2Fe_2Si_4O_{12}$. (Riebeckitmolekül)	0	1.33	6.12	2 00	6.56	6.82	9.95
$R_4Si_4O_{12}$ bezw. $(Mg, Fe)_2Si_4O_{12}$	3.16	4.32	3.10	7.86	5.41	5.26	9.02
(Anthophyllitmol.)	3.16	5.65	9.22	9.86	11.97	12.08	18.97
Auslöschungsschiefe	$c\gamma$ 6°	$c\gamma$ 6° ca.	—	$c\gamma$ 6°	$c\gamma$ 16°	$c\gamma$ 20—30°	$c\gamma$ 25°
Axenwinkel . .	2 E 72° 55′	60°—70°	—	60°—70°	$<$ 40°	sehr gross	gross
Axenlage[1]) . .	‖	‖	—	‖	‖	+	+
Doppelbrechung .	0.024	0.024 ca.	—	0.022 ?	0.015 ca.	0.008 ca.	nieder

Aus obiger Tabelle geht auch mit Deutlichkeit hervor, dass die Verwandtschaft zwischen den Eisengastalditen und den Eisenglaukophanen zum wenigsten ebenso gross ist, wie deren Verwandtschaft zum Normalglaukophan, wie ihn der Glaukophan von Syra darstellt. Stellt man zwischen den Eisenglaukophan und den Crossit den einaxigen Glaukophancrossit (vgl. pag. 146), so erhält man folgendes Schema der Verwandtschaftsbeziehungen.



Da nun das Auftreten des Eisengastaldites (im Vorkommen von Vingt-Huit) und des Eisenglaukophanes (im Vorkommen von Laventzie und Mayen de Revers) chemisch erwiesen ist, so ist auch wohl die Annahme naheliegend, dass die entsprechenden Zwischenglieder, die sich dem Eisengastaldit von Shikoku und dem Glaukophan von Syra nähern, in den Glaukophangesteinen des Val de Bagnes zugegen sind. Die aufsteigende Reihe der blauen Natronamphibole dürfte im Val de Bagnes mit dem Crossit ihr Ende finden.

[1]) ‖ soll bedeuten „parallelsymmetrisch. + soll bedeuten „normalsymmetrisch".

Der *Crossit* wurde optisch mehrfach nachgewiesen (vgl. pag. 148 u. ff.). Ausserhalb meines näheren Untersuchungsgebietes (oberes Val de Bagnes) erkannte ich die zonare Verwachsung von optisch zweiaxigem Crossit mit Glaukophancrossit und echtem Glaukophan in dem Schliff No. 76 („Glaukophanschiefer vom Bagnestal, Wallis") der Dünnschliffsammlung von Rinne. Ebenso auch in dem Dünnschliff des mit „Glaukophanchloritschiefer von Fionney" (No. 267) bezeichneten Gesteines der „Sammlung alpiner Gesteine von Schmidt". Der Crossit scheint überhaupt im mittleren Val de Bagnes in schönster Entwicklung vorhanden zu sein, obwohl ihn Woyno nur aus einem erratischen „Epidotcrossitgestein von Mayen du Revers" kannte. Den ersten Crossit aus der Schweiz hat wohl Michel-Lévy (Lit. 18 pag. 264) beschrieben aus einem im Bois de Versoix am Genfersee gefundenen erratischen Glaukophangestein, dessen Herkunft aus dem Val de Bagnes als unzweifelhaft erscheint.

Die absteigende[1]) Reihe der blauen Natronamphibole scheint sich bis zum reinen Gastaldit[2]) fortzusetzen, wie er im „gastalditischen Glaukophan" der Zoisitglaukophanite vorliegt. Seine wegen seines optischen Verhaltens (blasse Absorptionsfarben, geringe Auslöschungsschiefe, geringer Axenwinkel) erfolgte Zuteilung zum Gastaldit erscheint auch infolge des grossen Tonerdereichtums und des geringen Fe_2O_3-Gehaltes des Gesteins berechtigt.

Wie wir aus der Beschreibung der Zoisitglaukophanite ersehen haben, führt die „gastalditische Hornblende" stets einen mehr oder weniger grossen Kern einer blassgrünen Hornblende. Die gleiche grüne Hornblende führt in den Zoisitalbitamphiboliten, die einen mit dem der Zoisitglaukophanite verwandten Chemismus zeigen, öfters einen Kern einer braunen Primärhornblende (natronhaltig). Diese letztere darf mit aller Sicherheit als Muttermineral des Gastaldites der Zoisitglaukophanite angesehen werden.

Von den blauen Amphibolen führen verschiedene nach c blaugrüne Randhornblenden zur gemeinen Hornblende hinüber, wie sie uns in den Albitamphiboliten als vorherrschender Amphibol entgegentritt. Ihrer oftmals sehr niederen Doppel-

[1]) Im Sinne des abnehmenden Fe_2O_3-Gehaltes.

[2]) Dass neben Glaukophan auch Gastaldit auftritt, ist keineswegs merkwürdig angesichts der Tatsache, dass auch bei St. Marcel neben dem typischen Gastaldit nahezu normaler Glaukophan vorkommen kann, wie die Analyse von Zambonini zeigt (Über den metamorphosierten Gabbro der Rocca bianca im Susa-Tale. N. Z. f. M. 1906, Bd. II, pag. 105).

brechung wegen wurden früher derartige Übergangsglieder gelegentlich mit Arfvedsonit verwechselt (Williams, Stelzner u. a.). Sie unterscheiden sich von diesem aber durchwegs durch ihre optische Orientierung $c\gamma (= 10-20^{\circ}$ ca.). Das regelmässige Auftreten der blaugrünen Randhornblenden am Kontakt des Glaukophanes mit dem Albit verweist ihre Entstehung in das Endstadium der Glaukophanausscheidung, als der Grossteil des Na_2O und Fe_2O_3 bereits aufgebraucht war.

Derartige Verwachsungen von Glaukophan und grüner Hornblende beschrieben u. a. auch Artini und Melzi[1]) aus den Eclogiten des Sesia-Tales, Zambonini (loc. cit.) aus „Glaukophanprasiniten" des Susatales und Brouwer[2]) aus amphibolitisierten, diabasähnlichen Gesteinen der Insel Letti (Niederländisch Ostindien). Darin bildet nach Brouwer der Crossit die Randzone um eine braungelbe Hornblende, der Crossit seinerseits aber wird von einer aktinolithischen Hornblende umsäumt.

Im Anschlusse an diese Darlegungen mögen hier die mannigfaltigen Umwandlungsarten der blauen Natronamphibole des obern Val de Bagnes zusammenfassend erwähnt werden. Die Umwandlung des Glaukophanes kann pseudomorph oder eleutheromorph vor sich gehen. Erstere Umwandlungsart vollzieht sich nur in quarzführenden Casannaschiefern, letztere ist in den Glaukophan-Chloritgesteinen die Regel. Die verschiedenen Umwandlungserscheinungen sind:

1. Albit-Chloritpseudomorphosen nach Glaukophan.

Der Albit liegt zwischen den unter 124° sich kreuzenden Chloritmaschen oder ist mit Albit mikro- bis kryptodiablastisch verwachsen. Der Chlorit ist meist Pennin, seltener Klinochlor. Winzigste, seltene Titanitkörnchen deuten auf einen ehemaligen TiO_2-Gehalt des Glaukophanes. Auf- und eingewachsene hexagonale Hämatitflitterchen sind ziemlich selten. Diese Art von Pseudomorphosen finden sich in den Glaukophanführenden Albitgneisen und sind gestaltlich am besten erhalten, wenn sie allseits von Quarzkörnchen umgeben sind. Mit dem Verschwinden des Quarzes aus dem Mineralbestand werden auch die Albit-Chlorit Pseudomorphosen seltener und schliesslich gar nicht mehr beobachtet. Die Erklärung hie-

[1]) Artini und Melzi, Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Milano 1900.

[2]) H. A. Brouwer, Über normalsymmetrische Amphibole aus Niederländisch Ost-Indien. C. f. M. 1914, No. 22.

für liegt in der geringeren Reaktionsfähigkeit sauerer Gesteine gegenüber basischen Gesteinen, so dass also ein bestimmter Aziditätsgrad des Gesteines als Hauptfaktor für die Erhaltung dieser Pseudomorphosen in Frage kommt.

In gewissem Sinne kann diese Albit-Chloritbildung aus Glaukophan mit der Feldspat-Uralitisierung[1]) der Natrontonerdepyroxene verglichen werden. Während letztere durchwegs an die unterste oder mittlere Tiefenzone von Grubenmann gebunden ist, tritt die Albit-Chloritbildung, wie der Glaukophan selber, nur in der Epizone auf. Bei beiden Umwandlungsarten wird Feldspat und ein femischer Gemengteil (Uralit bzw. Chlorit) neugebildet, ebenso gehen auch beide unter Wasseraufnahme vor sich. Bei der Uralitisierung ist die Wasseraufnahme allerdings nur sehr gering (vgl. auch Hezner, loc. cit.). Ich schlage darum vor, diese Umwandlung der Natronhornblenden in Albit und Chlorit analog der Feldspat-Uralitisierung mit *Albit-Chloritisierung* zu bezeichnen.

2. Kalzit-Chloritpseudomorphosen nach Glaukophan.

Kalzitfetzen und Chloritschüppchen in wirrer Verwachsung bilden gut erhaltene Pseudomorphosen nach Glaukophan. Der Chlorit ist in allen Fällen negativer Pennin. Der Kalzit führt winzige, rot durchscheinende Ferrite. Diese Pseudomorphosenart ist ganz auf einzelne quarzführende Granat-Glaukophanalbitschiefer von Vingt-Huit beschränkt.

3. Umwandlung des Glaukophanes in Chlorit (eleutheromorph).

Der Chlorit bildet in diesem Falle einen feinschuppigen Filz ohne Andeutung irgendwelcher Umrissformen des ehemaligen Glaukophanes. Winzige Titanitkörnchen können auch hier als Entmischungsprodukte aufgefasst werden. Die geringe, neugebildete Albitmenge wird nicht mehr in direktem Verbande mit den Chloritaggregaten angetroffen.

4. Umwandlung des Glaukophanes in Chlorit und biotitartigen Glimmer (eleutheromorph).

Der biotitartige Glimmer scheint ebenfalls schnell in Chlorit überzugehen, so dass schliesslich reine Chloritaggregate (Pennin) vorliegen. Ich verweise auf die Sismondinglaukophan-

[1]) S. Franchi, Über Feldspat-Uuralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene usw. N. Z. f. M. 1902, Bd. II, pag. 112—126.

phyllite (pag. 123 u. ff.), wo diese Umwandlungsart eine eingehende Beschreibung erfahren hat.

Diese eben beschriebenen Fälle stellen typische Zersetzungsvorgänge des Glaukophanes dar. Die Umwachsung des Glaukophanes mit der blaugrünen Randhornblende kann mit diesen Erscheinungen nicht auf die gleiche Stufe gestellt werden. Die mikroskopische Untersuchung zwingt vielmehr, die Auskristallisation des Glaukophanes und die Randhornblendenbildung als zeitlich direkt aufeinanderfolgende Vorgänge anzusehen. Ob nun die blaugrüne Hornblende eine blosse Umwachsung des Glaukophanes darstellt als Folge des mit der Glaukophanausscheidung sich ändernden Chemismus des werdenden kristallinen Schiefers oder ob es sich um eine frühzeitige Umwandlung des Glaukophanes in Hornblende handelt, kann mit Sicherheit nicht entschieden werden. Im letzteren Falle drängt sich uns die Frage auf, warum die Metamorphose des Glaukophanes bald blaugrüne Hornblende, bald Chlorit lieferte. Dies ist wohl in erster Linie eine Frage der bei der Umwandlung zur Verfügung stehenden Wassermenge. Da der Chlorit zu seiner Bildung einer erheblich grösseren Wassermenge bedarf als die Hornblende, so ist somit seine Entstehungsmöglichkeit erst dann gegeben, wenn ein Minimum des zu seiner Bildung notwendigen Wassers vorhanden ist. Dieses Minimum wird aber folgerichtig um so leichter unterschritten, einerseits je weniger das Gestein der Oberflächenverwitterung ausgesetzt ist und anderseits in je tieferen Zonen die Bildung des betreffenden kristallinen Schiefers vor sich geht. Wir kommen damit zur Annahme, dass die Randhornblende sich in grösserer Tiefe als der Pseudomorphosenchlorit gebildet hat und erhalten auf diese Weise eine neue Stütze für die Ansicht, dass der Mineralbestand der Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes für die Basis der obersten Tiefenzone Grubenmanns typomorph ist.

D. Die chemischen und genetischen Verhältnisse der Casannaschiefer des Val de Bagnes mit besonderer Berücksichtigung ihrer Ophiolitheinlagerungen.

Wie ich schon in der Einleitung bemerkte, haben Grubenmann, Milch und Woyno nacheinander das genetische Problem der Glaukophangesteine des mittleren Val de Bagnes bzw. ihrer Begleitgesteine zu lösen versucht. Grubenmann leitete sie von theralitischen Ergüssen und deren Tuffen ab. Dagegen erhob Milch Einspruch. Den teilweise intermediären

Charakter dieser Gesteine erkennend, möchte er sie als Derivate lamprophyrischer Ganggesteine betrachten. Die Ansicht Grubenmanns wurde hierauf neu vertreten durch seinen Schüler Woyno, der die Glaukophangesteine nach ihrem Chemismus zwischen Trachydolerite und Basalte stellte und sie allgemein den *Alkaligesteinen* zurechnete (vgl. Lit. 37, pag. 199), trotzdem er die viel grössere Verbreitung der „Chloritprasinite" mit $c > a$ gegenüber den „Glaukophanepidotgesteinen" mit $a > c$ des öfteren betont.

Diese gegenüber allen anderen Ophiolithen bedeutend grössere Verbreitung der Epidotchloritschiefer („Chloritprasinite" im Sinne Woynos) sowie die Auffindung von Glaukophaniten und Amphiboliten mit $c > a$ und endlich die innige, gegenseitige Verbindung all dieser Ophiolithe durch zahlreiche Übergangsformen haben mich veranlasst, die Ophiolithe des Val de Bagnes als In- und Extrusionen bzw. Tuffe ein und desselben gabbroiden (pazifischen) bis essexitisch-gabbroiden (schwach atlantischen) Magmenbassins anzusehen. Die Hauptmasse der Ophiolithe aber trägt gabbroiden Charakter.

Während bei den unveränderten Eruptivgesteinen gewisse Alkalimineralien, so besonders die Alkalipyroxene und Alkalihornblenden, als Leitmineralien der atlantischen Sippe die Zuteilung zu einer der beiden grossen Magmengruppen schon auf mineralogischer Basis erlauben (vgl. Osann),[1]) muss, wie besonders Stark[2]) darauf hingewiesen hat, „die Bildung blauer Hornblende in metamorphen Gesteinen mit Reserve für die Entscheidung, ob pazifische oder atlantische Gesteine vorliegen, beurteilt werden". Dass nun aber tatsächlich Glieder beider Magmengruppen den Ophiolithen der Casannaschiefer zugrunde liegen, soll im folgenden aus ihrem Chemismus abgeleitet werden.

Vergleicht man die in der Analysentabelle (pag. 204) zusammengestellten Ophiolithanalysen nach ihren Gruppenwerten, so ergibt sich für gewisse Gruppen (I—VIII, bzw. IX—XIII) ein mehr oder weniger übereinstimmendes Bild. Der Wert S schwankt zwischen 51,40 und 62,89; k bewegt sich zwischen 0,78 und 0,99, eine vollkommene Absättigung der übrigen Oxyde durch SiO_2 wird aber nirgends erreicht. Ähnlich verhält es sich mit der Tonerdesättigung. Nur im Falle des Serizitglaukophanites wird durch das Zusammentreffen des

[1]) A. Osann, Petrochemische Untersuchungen. I. Teil. Heidelberg 1913, Abh. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., 2. Abhdlg.

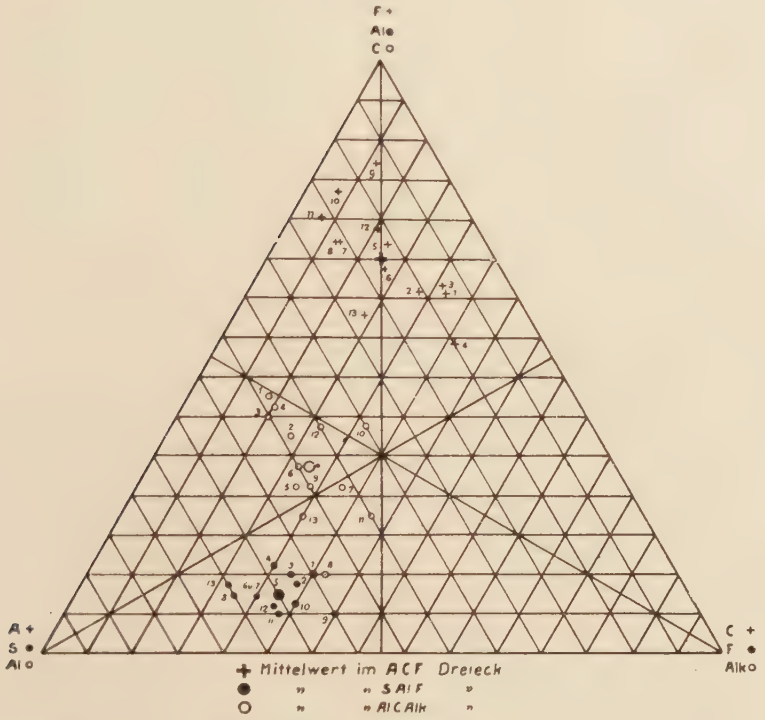
[2]) M. Stark, Petrographische Provinzen. Fortschritte der Mineralogie usw., 4, 1914, pag. 251—337.

Al_2O_3-reichen Eisengastaldites von Vingt-Huit mit hellem Glimmer eine geringe Übersättigung ,$T = 0{,}58$, hervorgerufen (m bewegt sich zwischen 7,40 und 9,75). M gibt uns wichtige Aufschlüsse über die Zusammensetzung der chemischen Gemengteile: Vorherrschen des Pistazites bei relativ hohem M, Zurücktreten der eisenhaltigen zugunsten der eisenfreien Epidotmineralien und Vorherrschen CaO-armer bis fast CaO-freier Amphibole bei niederem M. Die Werte A und C sind für die Stellung unserer Gesteine von ausschlaggebender Bedeutung. Ihr gegenseitiges Verhältnis entscheidet die Zugehörigkeit der Ophiolithe zu einem gabbroiden bis essexitischen, intermediären Stamm-Magma. Der Wert F ist meist relativ hoch, am höchsten für die Pistazitglaukophanite (Glaukophanepidotgesteine) infolge des niederen C, am niedersten hingegen (15,79) für den Zoisitglaukophanit von Vingt-Huit infolge des hohen C. Der nie unter 6,71 sinkende Wert n erweist die durchgängige Natronvormacht innerhalb der Ophiolithe der Casannaschiefer.

Die verwandtschaftlichen Beziehungen der Ophiolithe, die, soweit sie sich nicht schon aus dem Vorangehenden ergeben, im folgenden noch näher erörtert werden sollen, erlauben uns eine Einteilung der uns vorliegenden, analysierten Gesteine in zwei Hauptgruppen, einerseits in die Gruppe der Epidotchloritschiefer–Albitamphibolite–Zoisit-, Granat-, Serizitglaukophanite — vgl. Analysentabelle pag. 204: Analyse I—VIII einschl. — und anderseits in die Gruppe der „Glaukophanepidotgesteine" (Pistazitglaukophanite, im Sinne des Autors), vgl. Analysentabelle pag. 204: Analysen IX—XIII einschl. Beides stellen Reihen von gleichsinnig sich ändernden chemischen Verhältnissen dar. In Figur p. 189 sind die Projektionspunkte der 13 Analysen im A-C-F-Dreieck, im S-Al-F-Dreieck und im Al-C-Alk-Dreieck nach Osann eingetragen.

Nach der Lage der Projektionspunkte im Osann'schen A-C-F-Dreieck kommt dem Chemismus der Gesteine I—IV ein unverkennbar gabbroides Gepräge zu, V und VI rücken schon ganz an die Grenze des Osannschen γ-Feldes gegen die ϑ-Magmen hin und tragen somit einen deutlichen Übergangscharakter. Die Projektionspunkte von VII und VIII endlich fallen bereits in den Bereich der theralitischen Magmen Osanns. Rechnet man von I—VIII das Mittel aus, so ergeben sich abgerundet die Werte $a_{4,5}\, c_6\, f_{19,2}$.

Die Projektionspunkte der Analysen IX—XIII liegen alle links der f-Linie und lassen essexitische bis theralitische Muttergesteine vermuten.



Die angedeuteten, verwandtschaftlichen Verhältnisse werden noch offensichtlicher bei einem Vergleich der Gruppen- und Projektionswerte mit denjenigen der Osannschen Typen[1]).

Die Übereinstimmung der beiden „*Chloritprasinite*" von *Fionney* und *Plan de Louvie* (mittleres Val de Bagnes), Analysen I und II, mit Aetnalaven (Plagioklasbasalte) hat schon Woyno (Lit. 37, pag. 198) dargetan.

Der *Zoisitalbitamphibolit von Vingt-Huit*, Analyse III, zeigt eine weitgehende Analogie mit dem Gabbrotypus Leprese, speziell mit dem Olivingabbro Pigeon Point (Minn.), sowie mit dem Norit von Ivrea (Piemont):

[1]) A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. T. M. P. M. I. Tiefengesteine, XIX, Heft 5 u. 6, 1900, pag. 351 bis 469; II. Ergussgesteine, XX, Heft 5 u. 6, 1901, pag. 400—558; III. Ganggesteine XXI, Heft 5, 1902, pag. 366—448; Über den Wert *F*, XXII, Heft 3 u. 4, 1903, pag. 322—436.

A. Osann, Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. Abh. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., 8. Abh., 1919.

	s	A	C	F	a[1])	c	f	n	Reihe	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
III. Zoisitalbitamphibolit von Vingt-Huit	55.35	3.25	8.95	20.26	3.0	8.3	18 7	6.71	β	48.80
Olivingabbro, Pigeon Point (Minnesota)	54.98	3.17	8.65	21.31	2.0	8.0	19.0	8.5	a	49.88
Norit von Ivrea (Piemont)	54.73	3.79	8.44	20.81	3.4	7.7	19.9	8.7	a	49.45

Ohne für den Zoisitalbitamphibolit als Primärgestein einen Gabbro annehmen zu wollen, weist doch die gute Übereinstimmung mit den verglichenen Analysen auf ein gabbroides Ursprungsgestein, vielleicht einen gabbroiden Diabas.

Dasselbe gilt vom *Zoisitglaukophanit von Vingt-Huit, IV*, für den sich eine nahe Verwandtschaft zum Gabbro, Breiteloh, Odenwald des Gabbrotypus Richtershof und ebenso zum Typus Aetna unter den Plagioklasbasalten, speziell zur Ätnalava von 1852 ergibt:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
IV. Zoisitglaukophanit von Vingt-Huit	56.19	3.88	10.13	15.79	3.9	10.2	15.9	7.26	β	44.10
Gabbro, Breiteloh, Odenwald	54.22	3.72	10.92	15.96	3.5	11	15.5	9.4	a	47.97
Aetnalava vom Jahre 1852	55.34	3.75	9.74	16.16	3.8	9.7	17.5	8.3	a	49.17

Hier wie bei dem Zoisitalbitamphibolit liegt der einzige bedeutendere Unterschied gegenüber den Vergleichstypen nur in dem kleineren n, was vielleicht mit Zersetzungsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden kann.

Der Granatglaukophanit von Vingt-Huit, V kann mit einem Plagioklasbasalt, Dolerit und Augitandesit verglichen werden:

[1]) Die Projektionswerte a, c und f wurden durchwegs auf 30 umgerechnet.

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
V. Granatglaukophanit von Vingt-Huit	57.37	4.71	5.25	22.72	4.3	4.8	20.9	9.7	α	49 30
Plagioklasbasalt, Cuglieri[1])	57.84	4.29	5 20	22.96	4	5	21	8.4	α	52,40
Dolerit[2]) Niederoff-liden	57.70	4.52	5.48	21.80	4.5	5	20.5	8.6	α	49.91
Augitandesit Morave-bala Flores	57.59	4.19	5.50	23.03	4	5	21	9	α	49.70

Einen ähnlich intermediären Charakter besitzt auch der *Granatglaukophanalbitschiefer von Vingt-Huit VI.* Dieser zeigt eine bedeutende Annäherung an die Analysen 315, 316 und 318 des Gabbrotypus Gröba (vgl. Osann, Der Chemische Faktor usw., pag. 59), sowie an die nachstehenden Analysen:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
VI. Granatglaukophan-albitschiefer von Vingt-Huit	59.33	5.16	5.19	19.97	5.1	5.1	19.8	6.65	β	48.80
Plag. Basalt Blow Hole	59.06	5.49	4.76	20.18	5.5	4.5	20	6.7	β	51.92
Plag. Basalt Tweed River Heads	58.29	5.34	4.52	21.83	5	4.5	20.5	7.1	β	50.78
Hyp. Augitandesit Popocatepetl	62.52	5.16	4.70	17.63	5.5	5	19.5	7.7	α	58.07
Essexittypus Alemania Mittelwerte	54.16	6.00	6.11	21.44	5.5	5.5	19	6.6	β	47.60

Der Vergleich mit der letzten Analyse weist auf den trachydoleritischen Charakter des Glaukophanalbitschiefers hin.

Mit einem Ergussgestein von ausgesprochenem Alkaligesteinscharakter, dem Beringit von der Beringsinsel, lässt sich der *glaukophanführende Albitamphibolit, VII* von Boussine in Beziehung bringen:

---

[1]) X. Guyot, Der Dolerit des Hohen Berges usw. Diss. Marburg 1915.

[2]) X. Rack in N. J. f. M. B. Bd. 34, 1912, pag. 42.

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
VII. Albitamphibolit (glauk.-führend) von Boussine	60 24	6.43	2.82	21.26	6.3	2.7	21.0	8.7	α	50.0
Beringit[1]) Beringsinsel	58.85	6.60	2.74	22.16	6.5	2.5	21.0	7.0	β	52.54

Mit dem Beringit kann ausserdem auch der *Serizitglaukophanit von Vingt-Huit* verglichen werden. Ebenso ist seine chemische Verwandtschaft mit intermediären Magmen, z. B. dem Monzonit von Mulatto offensichtlich; weniger gut gestaltet sich der Vergleich mit Nephelintephriten, die bei gleichen Projektionswerten gegenüber dem *S* der Serizitglaukophanite Differenzen von meist ca. 10 Einheiten aufweisen, ausgenommen der Nephelintephrit vom Kreuzberg, dessen Übereinstimmung mit dem Serizitglaukophanit aber nur annähernd ist.

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
IX. Serizitglaukophanit von Vingt-Huit..	61.87	6.23	2.43	20.23	6.5	2 5	21.0	7.9	α	53.0
Typus Mulatto.....	58.69	6.85	2.81	21.86	6.5	2.5	21.0	5.9	β	52.64
Nephelintephrit Käuling am Kreuzberg, Rhön.....	60.08	8.31	2.67	17.96	8.6	2.9	18.5	6 9	β	59.82

Für die „Glaukophanepidotgesteine", IX—XII, haben bereits GRUBENMANN, MILCH und WOYNO den Typenvergleich ausgeführt.

Das *karbonatreiche „Epidotglaukophangestein" von Lourtier, IX*, wird von WOYNO mit dem Leucitabsarokit Ishawooa Cañon und mit dem Hornblendebasalt Kirschberg aus dem Typus Sparbrod (Lit. 37, pag. 201) in Beziehung gebracht. Das massige *„Chloritepidotglaukophangestein von Granges neuves, X*, und das *„Epidotglaukophangestein von Lourtier* setzten GRUBENMANN (Lit. 16, pag. 11) und WOYNO (Lit. 37, pag. 200) mit dem Nephelintephrit von Schichenberg in Parallele, während MILCH (Lit. 19, pag. 394) eher geneigt ist, das Gestein von Lourtier von Lamprophyren, speziell von dem Kersantittypus von Bärenstein (Thüringen) abzuleiten.

[1]) Vergl. Z. STARZYNSKI, Ein Beitrag zur Kenntnis der pazifischen Andesite usw. N. J. f. M. 1914, Bd. II, pag. 241.

Das „*Epidotglaukophangestein*“ *von Boussoley, XII*, wird von Woyno mit dem Typus Oroville unter den Plagioklasbasalten und mit dem Mugearit von Cama verglichen.

Hier bleibt uns nur mehr übrig, die chemische Verwandtschaft des *karbonatreichen Epidotchloritschiefers von Torrembey, XIII*, zu erhellen, der wegen seines hohen Karbonatgehaltes am besten in die Nähe der tuffoiden „Epidotglaukophangesteine“ gestellt wird. Sein Chemismus steht demjenigen des Shoshonit-Typus Beaverdan nahe.

	s	A	C	E	a	c	f	n	Reihe	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
XIII. Karbonatreicher Epidotchloritschiefer von Torrembey ...	62.89	6.18	4.95	14.85	7.1	5.8	17 1	9.35	β	41.10
Typus Beaverdan ...	60.13	6.77	5.10	15 84	7.3	5.5	17.2	5.7	β	53.0

Mit dieser Parallelisierung bezwecke ich nur, auf den stark alkalischen Charakter des karbonatreichen Epidotchloritschiefers von Torrembey aufmerksam zu machen. Im übrigen unterscheiden sich beide Gesteine durch die in der ganzen Abfarrokit-Shoshonit-Banakitreihe herrschende Kalivormacht und durch die grosse Differenz in den SiO_2-Gewichtsprozenten. Überhaupt verhehle ich mir keineswegs die Schwierigkeit und Unsicherheit, die ein derart karbonatreiches Gestein dem Typenvergleich entgegensetzt. Ich möchte darum auf derartige Vergleiche keine sicheren, verwandtschaftlichen Diagnosen abstellen.

Die gleiche Überlegung gilt auch für das karbonatreiche Epidotglaukophangestein von Lourtier IX.

Suchen wir die Gesteine I—XIII in die Übersicht der Typengruppen[1]) Osanns (Chem. Faktor I, pag. 111) einzureihen, so passen ihre Werte am besten auf die II. und III. Hauptgruppe, nämlich auf die Hauptgruppe der Syenite und Diorite und auf die Gruppe der Essexite und Gabbros. Gegen eine Zuteilung zur IV. Nebengruppe der Theralithe und Shonkinite spricht vor allem der Wert für *k*, der sich bei den Gesteinen I—XIII zwischen 0,78 und 0,99 bewegt, bei den Theraliten und Shonkiniten hingegen 0,65—0,5 beträgt.

[1]) Diese Typeneinteilung bezieht sich allerdings auf Tiefengesteine, doch muss sie auch auf die Effusivformen im grossen und ganzen Anwendung finden.

Aus dem Vorangehenden ergibt sich bereits zur Genüge der pazifische bis schwach atlantische Charakter der Ophiolithe der Casannaschiefer. Zum gleichen Ergebnis führt uns der von Osann eingeführte Vergleich nach dem *SAlF*-, *AlC Alk*-, *NK*- und *MC-Verhältnis*. Die Analysen I—XIII wurden auf diese Verhältnisse berechnet und die gefundenen Zahlen der Analysentabelle (pag. 205) beigefügt. Die *SAlF*- und *AlC Alk*-Verhältnisse, aus deren Kombination sich das „charakteristische Unterscheidungsmerkmal der Alkali- von der Alkalikalkreihe ableiten lässt (vgl. Osann: Petrochem. Unters. I, pag. 6), wurden ausserdem in einem besonderen *SACF*- bzw. *AlC Alk* △ graphisch dargestellt (vgl. Figur pag. 189). Die für die vorliegenden Analysen berechneten P. P. des *SAlF*- bzw. des *AlC Alk*-Verhältnisses fallen alle in die Eruptivfelder.

Was zunächst das *SAlF* △ anbetrifft, so liegen die P. P. ziemlich genau in dem Bereiche der Gabbros, Essexite, und teilweise auch der Theralite.

Die *MC*-Werte der Tabelle (Beilage 3b) stimmen im allgemeinen mit der Osannschen Felderteilung[1]) überein. Eine Ausnahme hiervon machen nur Analyse IV und XIII.

Im *AlCAlk* △ fallen alle P. P. links der vertikalen Höhenlinie infolge des durchwegs herrschenden Verhältnisses Al > Alk. Starke Alkaligesteine liegen somit nicht vor.

Betrachten wir die Stellung des P. P. zu den grossen Magmenbogen (vgl. Petr. Unters. I, Tafel III) der Alkalikalkgesteine (I) und der schwachen oder tonerdereichen (II) und starken oder tonerdearmen (Fe‴ statt Al) (III) Alkaligesteine, so würden nur VII, X, XI, XII annähernd den tonerdereichen Alkaligesteinen (II) zuzurechnen sein, die übrigen aber den Alkalikalkgesteinen (I). Zu einer sicheren Unterscheidung müssen wir aber das *SAlF*-Verhältnis in Kombination mit dem *AlCAlk*-Verhältnis mit sicheren Vertretern der 3 Magmenbogen betrachten. Zu diesem Zwecke bietet die kleine Tabelle von Osann in „Petrochem. Unters.", pag. 63, eine gute Orientierung. Diese Tabelle demonstriert uns auch die Unterscheidungsmöglichkeit der atlantischen und pazifischen Gesteine auf Grund der grossen Abhängigkeit des *F*-Wertes in dem *SAlF*-Verhältnis zum *Alk/C*-Quotienten im *AlC Alk*-Verhältnis. Aus dem Vergleich der Werte der Tabelle mit denen der Analysen I—XIII ergibt sich, dass VIII, IX und

[1]) Zu diesem Vergleich siehe Petrochemische Untersuchungen, Taf. VIII, Fig. 2.

X zu den starken, VII, XI, XII und XIII zu den schwachen Alkaligesteinen und I—IV einschl. zu den Alkalikalkgesteinen gestellt werden müssen. Schliesslich bilden V und VI den Übergang von den schwachen Alkaligesteinen zu den Alkalikalkgesteinen. Diese Verwandtschaftsbeziehungen lassen sich unter Zuhilfenahme der von Osann[1]) auf das *SAlF*- und *AlCAlk*-Verhältnis berechneten Eruptivgesteine im Speziellen noch durch Vergleichsanalysen belegen:

Die Ophiolithe I—IV einschl. stimmen mit gabbroiden Plagioklasbasalten, selten Gabbros und gewissen Ganggesteinen überein:

I. Chloritprasinit von Fionney.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
„Chloritprasinit" von Fionney	16	4	10	13.5	13	3.5	7	5	44.82
Plagioklasbasalt, Frielendorf (Niederhessen) 144, 809[1])	16	4	10	14	13	3	7.3	4.5	46.50
Plagioklasbasalt, Buschhorn (Niederhessen), 144, 804	16.5	4	9.5	14	13	3	7.4	4.7	47.77

II. Chloritprasinit von Plan de Louvie (Glaukoph. führend).

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Chloritprasinit Plan de Louvie	17	3.5	9.5	13.5	11	5.5	7	4	45.39
Gabbroporphyrit Mt. Sneffels, Col. 156. 1125	17	3.5	9.5	13	12	5	6.7	4.8	47.32
Kersantit, Hovland, Norw. 159. 1211	17.5	3.5	9	13.5	11	5.5	7.8	5	48.06
Pl. Basalt, Dundas Quarry N. S. W. 40. 143. 786..	17	3.5	9.5	13 5	10	6.5	7.8	5.5	45.88

[1]) Die erste Zahl bedeutet stets die Seitenzahl, die zweite die Nummer des Eruptivgesteines in Tabelle III. A. Osann, Petrochemische Untersuchungen usw.

III. Zoisitalbitamphibolit von Vingt-Huit.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Zoisitalbitamphibolit von Vingt-Huit	17	4	9	14	12	4	5.7	5.1	48.80
Gabbro, Breiteloh im Odenwald. 126. 282	17	4.5	8.5	13.5	13	3.5	9.4	3.5	47.97
Orbit, Melibokus, Odenwald, 158. 1193	17	4	9	15	10.5	4.5	6.9	5.1	47.93

IV. Zoisitglaukophanit von Vingt-Huit.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Zoisitglaukophanit von Vingt-Huit	17.5	4.5	8	13.5	13	3.5	7.3	2.6	47.10
Pl. Basalt, Huelmont Guadeloupe 143. 765	18	4.5	7.5	14.5	12	3.5	8.5	3.1	51.85
Glimmerhornblendenorit, Prospect Hill Conn. 126. 272	17.5	4	8.5	13.5	12	4.5	7.5	4.3	50.46
Augitbelugit, Skentna river Alaska. 140. 696	18	4	8	13	12.5	4.5	7.8	3.3	50.23

Granatglaukophanit und Granatglaukophanalbitschiefer nähern sich bereits schwach atlantischen Pl. Basalten und Trachydoleriten, der letztere auch dem schwach essexitischen Kongadiabas, Mölle, Schonen.

V. Granatglaukophanit von Vingt-Huit.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Granatglaukophanit von Vingt-Huit	18	3	9	14.5	8.5	7	9.7	6.0	49.30
Pl. Basalt, Tweedriver Heads N.S.W.; 142. 745	18.5	3	8.5	13	10	7	7.1	4.9	50.78
Pl. Basalt, Hurricane ridge Yellowst. P.; 142. 760	18	3.5	8.5	13.5	9.5	7	6.1	6.0	52.11
Trachytdolerit Mauna Kea, Sandwich-Ins. 147. 906	18.5	3.5	8	13.5	9.5	7	7.8	4.4	50.92

VI. Granatglaukophanalbitschiefer von Vingt-Huit.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Granatglaukophanalbitschiefer von Vingt-Huit	18.5	3.5	8	14	9.5	6.5	6.7	4.9	50.00
Pl. Basalt, Uras Sardinien; 142. 750	18.5	3.5	8	14	10	6	8.2	5.4	52.79
Kongadiabas, Mölle, Schönen; 141, 703	18.5	3.5	8	13.5	10	6.5	7.6	3.5	50.95
Trachytdolerit, Manna Kea, Sandwich-Ins. 147. 906	18.5	3.5	8	13.5	9.5	7	7.8	4.4	50.92

Der glaukophanführende Albitamphibolit von Boussine und der Serizitglaukophanit von Vingt-Huit stehen schon ganz innerhalb der Reihe der schwach atlantischen Gesteine.

VII. Glaukophanführender Albitamphibolit von Boussine.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Glauk. führ. Albitamphibolit von Boussine	19	3	8	13	8.5	8.5	8.7	5.4	50.00
Trachydolerit, Bull-Cliff, Col.; 147. 903	19	4	7	12.5	9.5	8	7.2	3.6	49.84
Mugearit, Druim ra Criche, Insel Skye.; 147. 907	18.5	3.5	8	13	8	9	7.9	4.4	49.24
Mugearit, Corston Hill, England; 147. 899	19	3.5	7.5	13.5	8.5	8	8	3.8	49.29

VIII. Serizitglaukophanit von Vingt-Huit.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Serizitglaukophanit von Vingt-Huit	20	3	7	15.5	4	10.5	7.9	7.9	53.0
Pl. Basalt, Bumbo-Flow, N. S. W.; 142. 731	20.5	3.5	6	13	7	10	6.5	4.7	55.19
Hauyntephrit, Grosspriesen, Böhm. Mittelgebirge; 147. 890	20	4	6	11.5	8.5	10	7.0	2.1	51.40
Natronminette, Brathagen, Norwegen.; 158. 1200	20	4	6	13.5	6	10.5	6.6	5.0	51.22

Weniger leicht gestaltet sich der Vergleich einiger Pistazit-glaukophanite mit ihren entsprechenden Vergleichstypen. Es ist dies wohl nicht zuletzt eine Folge ihres, durch kalkig-sedimentäre Beimischungen verwischten Chemismus.

IX. Karbonatreiches Epidotglaukophangestein von Lourtier.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Karbonatr. Epidotglaukophangestein von Lourtier	16	2	12	14	8.5	7.5	7.2	8.0	33.60
Nephelinbasanit, St. Medir, Catal.; 150. 990	16	2.5	11.5	10.5	12	7.5	7.1	6.6	44.55
Trachydolerit, Sverres Fjeld; 148. 919	16	2.5	11.5	10.5	12	7.5	7.8	6.0	45.12

X. Chloritglaukophanepidotgestein von Granges neuves.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Chloritglauk. Epidotgestein v. Granges neuves	17.5	3	10.0	10	11.5	8.5	8.0	5.3	47.66
Kersantit von Bärenstein, Thüringen; 159. 1210 ..	17.5	3	9.5	12	9.5	8.5	7.6	6.0	49.16
Nephelintephrit Schichenberg, Böhm. Mittelgebirge; 150. 983	18	3	9	10	11.5	8.5	7.8	1.2	45.56
Jjolith, Kaljoktal, Kola; 130, 385.....	17.5	3	9.5	9	12	9	8.1	2.4	46.63

XI. Glaukophanepidotgestein von Lourtier.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Glauk. epidotgest. Lourtier	18.5	2	9.5	12	7	11	9	6.2	45.96
Leucitit, Bearpaw Mts.; 151. 1007	18	2.5	9.5	9	10.5	10.5	2.9	4.7	46.51
Hauyn, Brathagen; 159. 1223	18.5	3.5	8.0	12.5	8.0	9.5	8.0	5.0	48.46

XII. Glaukophanepidotgestein von Brussoney.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Glauk. epidotgest. Brussoney	18.5	2.5	9	12	11.5	6.5	7.3	5.0	46.44
Pl. Basalt, Mt. Ingalls, Californien; 142. 746	18.5	3	8.5	12.5	11.5	6	6.8	4.3	50.56
Mugearit, Fionn Chró, Insel Rum; 147. 905	18.5	3	8.5	12.5	11	6.5	8.1	4.5	50.70
Mugearit, Eilean à 'Bhaird, England; 147. 904	18.5	2.5	9.0	11.5	11.5	7	7.7	4.2	49.92

XIII. Karbonatreicher Epidotchloritschiefer von Torrembey.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2 in Gewichts-Prozenten
Karbonatreicher Epidotchloritschiefer von Torrembey . .	20	3.5	6.5	15	7	8	9.3	6.4	41.10
Malchit, Passo di Campo, Oberitalien; 158. 1190 . .	20	3.5	6.5	14	8.5	7.5	4.7	5.4	54.28
Mugearit, Corston Hill, England; 147. 899	19	3.5	7.5	13.5	8.5	8	8.0	3.8	49.29

Die Vergleiche nach den Osannschen Gruppen- und Projektionswerten und nach dem *SAlF*- und *AlCAlk*-Verhältnis lieferte somit im wesentlichen übereinstimmende Resultate. Während die nach Verbreitung vorherrschenden Epidotchloritschiefer (I und II) sowie der Zoisitalbitamphibolit (III) und der Zoisitglaukophanit (IV) durchaus pazifischen Charakter zeigen, trägt der im Gebiet von Vingt-Huit mit III und IV im Kontakt auftretende Granatglaukophanit (V) und ebenso der Granatglaukophanalbitschiefer (VI) bereits Anzeichen eines schwach atlantischen Charakters. Dieser wird schliesslich bei dem glaukophanführenden Albitamphibolit (VII) und dem Serizitglaukophanit (VIII) sehr ausgesprochen, was mehr oder weniger bei sämtlichen Epidotglaukophangesteinen (Pistazitglaukophanite) der Fall ist. Der Chemismus einzelner Ophiolithe stimmt auffallend gut mit basischen Ganggesteinen, besonders mit Lamporphyren überein, was angesichts der teilweise intermediären Stellung der Lamprophyre zwischen den beiden grossen Sippen der pazifischen und atlantischen Gesteine nicht merkwürdig erscheint.

Die bisherigen Resultate zusammenfassend, darf somit der Nachweis als erbracht gelten, dass innerhalb der Ophiolithe der Casannaschiefer ein langsamer Übergang des Chemismus vom pazifischen zum atlantischen Charakter stattfindet. Es bleibt uns nun noch übrig, kurz auf die Genese dieser Gesteine einzutreten.

Wenn wir die Lagerung der Ophiolithe gegenüber ihren Nachbargesteinen ins Auge fassen, so haben wir bei stets konkordanter Lagerungsform zu unterscheiden zwischen Ophiolithlinsen, die ziemlich scharf gegen das Nebengestein absetzen und solchen, die durch grosse Mischzonen, verbunden mit alternierenden Lagen, Linsen und Flasern in das Nebengestein übergehen. Zu den ersteren gehört ein Teil der Epidotchloritschiefer, einzelne Serizitglaukophanite und Albitamphibolite. Derartige Gesteine zeichnen sich durch eine gewisse Homogenität in der makroskopischen und mikroskopischen Ausbildung aus. Im Verbande mit ihnen fand ich auch apatitreiche Glaukophanalbitschiefer, sowie den turmalinführenden Albitchloritschiefer, die als Kontakterscheinung aufgefasst werden können. Derartige Ophiolithe erinnern an ehemalige Lagergänge und es steht uns tatsächlich nichts im Wege, sie auf karbonische, lagergangartige Ophiolithintrusionen zurückzuführen.[1])

Die von Mischzonen (glaukophan- und chloritführende Albitgneise und Phyllite usw.) begleiteten Ophiolithe, die ihrer Verbreitung nach weitaus über die erstgenannten vorherrschen, rekrutieren sich vorwiegend aus Glaukophanchloritalbitschiefern und Epidotchloritschiefern. Hierher muss auch das Zoisitglaukophanitvorkommen von Vingt-Huit gerechnet werden. Dieses zeigt uns nordwärts fortlaufend den Übergang in granatreiche Glaukophanalbitschiefer, granatreiche und granatarme Glaukophansismondinphyllite (stellenweise mit Graphitoid), Sismondin- und Graphitoidphyllite, nach Süden hingegen geht der linksufrige Zoisitglaukophanit durch Granatglaukophanit in Serizitglaukophanit und granatreiche Glaukophanalbitschiefer und -phyllite über. Betrachtet man nun die glaukophanführenden Phyllite, z. T. auch die quarzführenden Granatglaukophanalbitschiefer als polymikte Tuffite, wie dies Novo (Lit. 37, pag. 155) für die glaukophan- und chloritführenden

[1]) S. Franchi, Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle alpi occidentali. Boll. del Reg. Comit. pol., 1895, à u. 2, und S. Franchi, Prasiniti ed anfiboliti sodiche provvenienti dalla metamorfosi di roccie diabasiche. Boll. Soc. geol. ital. Vol XV. 1896 (fasc. 2), etc.

Serizitalbitgneise annimmt[1]), so müssen wir neben den bereits genannten Intrusionen auch karbonische Ophiolithextrusionen annehmen.

Unter den paläozoischen In- und Extrusivgesteinen bieten sich die gabbroiden bis essexitisch-theralitischen Diabase als vorzügliche, unveränderte Analoga zum Vergleiche dar, wie sie erstmals Erdmannsdörffer[2]) im Harz in ihrem Nebeneinandervorkommen nachgewiesen hat.

Dass in den glaukophan- und chloritführenden Albitgneisen und Phylliten metamorphe Tuffe vorliegen, daran lässt sich wohl kaum zweifeln; denn wie anders liesse sich diese unregelmässige Vermischung von Ophiolith- und Sedimentmaterial erklären als eben durch Tuffbildung. Unter dem Einfluss der Dynamometamorphose erfolgte Lösungsumsätze können nach dem Vorgehen von Kayser[3]) für die Bildung solcher, oft hunderte von Metern mächtigen Mischungszonen nicht verantwortlich gemacht werden, obwohl Lösungsumsätze in einem kleineren Masstabe ja tatsächlich stattfinden möchten. Ein sprechender Beweis dafür sind, abgesehen von allen Umwandlungserscheinungen (Pseudomorphosenbildungen usw.) die auf Clivage-Klüften in regelmässiger Paragenese zur Abscheidung gelangten Neubildungen von Albit, Chlorit, Pyrit, Quarz und Kalzit[4]).

Ebensowenig können wir aber eine Diabasinjektion mit Adinolbildung nach Milch[5]) für die Erklärung der unregelmässigen Vermischung von Sediment- und Eruptivmaterial heranziehen. Vermutlich dürfte eine der Adinolenbildung analoge Diffusion des Na_2O bzw. eine Injektion mit einem aplitischen Partialmagma zur Bildung der schmalen, randartigen Misch-

[1]) Vergl. auch H. Rosenbusch: Mikrosk. Physiographie der massigen Gesteine. Bd. II, pag. 1292.

[2]) O. H. Erdmannsdörffer, Über Verbreitung der Essexit-Theralitreihe unter den diabasartigen Gesteinen usw. D. G. G. Bd. 59, 1907, No. 2.
O. H. Erdmannsdörffer, Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. IV. Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. Jahrb. d. kgl. preuss. Geol. Landesanstalt 1908, Bd. IX, Heft 1.
O. H. Erdmannsdörffer, Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. C. M. 1909, No. 2.
Vergl. auch G. Niethammer, Die Eruptivgesteine von Loh Oelo auf Java. Z. M. P. M. Bd. XXVIII, Heft 3.

[3]) Em. Kayser, Über die Kontaktmetamorphose der körnigen Diabase im Harz. Z. D. G. G. Bd. XXII, pag. 136.

[4]) J. Koenigsberger, Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. Z. D. G. G. Bd. 64, 1912, pag. 501—529.

[5]) L. Milch, Über Adinolen und Adinolschiefer des Harzes. Z. D. G. G. Bd. 69, 1917, Abh. 3, pag. 349—386.

zonen, die in ziemlich regelmässiger Ausbildung die intrusiven Ophiolithe öfters begleiten, beigetragen haben (vgl. Osann, Über Holmquistit usw., Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., 23. Abh., 1913.)

Was nun speziell die Pistazitglaukophanite („Glaukophanepidotgesteine" Woynos) anbetrifft, so möchte ich sie vorwiegend teils als fast reine, teils als mit mehr oder weniger kalkig sedimentären bzw. serizitquarzitischem Material verunreinigte Tuffe auffassen, denen vielleicht ursprünglich agglomeratische Diabaslapilli-Tuffe zugrunde lagen (vgl. Rosenbusch, a. a. O., pag. 1315 u. ff.). In diesem Falle liesse sich das häufig streifige Aussehen dieser Gesteine leicht als Ursache ausgewalzter und ausgezogener Diabaslapilli deuten, eine Auffassung, die auch Rosenbusch[1]) für allerdings weniger hoch metamorphe kalifornische Glaukophangesteine teilt. Der öfters überaus starke atlantische Charakter dieser Gesteine kann eventuell mit dem ursprünglichen Vorhandensein eines zeolithischen Bindemittels in Zusammenhang gebracht werden.

E. Zusammenfassung[2]).

Die Casannaschiefer des Val de Bagnes stellen eine Sammelserie hochmetamorpher, kristalliner Schiefer dar, die sowohl nach ihrem Mineralbestand als auch nach ihrem Chemismus als Derivate von Eruptiv-, Misch- und reinen Sedimentärgesteinen aufgefasst werden müssen.

Der für die *unterste Stufe der Epizone von* Grubenmann *typomorphe Mineralbestand* ist charakterisiert durch die *Paragenese von Quarz, Albit, Kalzit und Serizit mit blauen Natronamphibolen, blaugrünen Hornblenden, Epidot-Zoisit, Sismondin, Granat, Apatit und Titanmineralien.*

Diese Mineralkombination ist zu einem grossen Teil auch für die Glaukophanvorkommnisse der Vanoise, von Korsika, Griechenland und vieler anderer Orte bekannt geworden.

Für den Mineralbestand neu ist das Hinzutreten von *brauner Relikthornblende und Orthit.* Dafür aber fehlen die Pyroxenkomponenten vollständig.

---

[1]) H. Rosenbusch. Zur Deutung der Glaukophangesteine.
Vergl. auch: P. J. Beger, Lamprophyre im Lausitzer Granitmassiv. Z. f. M. 1913, No. 15 und Typenvermischung im lamprophyrischen Ganggefolge des Lausitzer Granitmassives. Ber. math. phys. Kl. kgl. Sächs. Ges. Wiss., Leipzig 1913, Bd. LXV.

[2]) Die tektonischen Resultate meiner Untersuchungen sind bereits pag. 96 und 97 zusammenfassend erwähnt, so dass ich mich im folgenden auf die petrographischen und chemischen Ergebnisse beschränken kann.

Die blauen Natronamphibole stellen eine Übergangsreihe von Al_2O_3-reichem *Gastaldit über Eisengastaldit* (von Vingt-Huit) *Glaukophan s. str., einaxigen Glaukophancrossit* zum *normalsymmetrischen Crossit* dar.

Während für die Zoisitalbitamphibolite, Zoisitglaukophanite und Granatglaukophanitalbitschiefer die Entstehung des blauen Natronamphiboles aus einer *braunen Primärhornblende* mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte, ist für die übrigen Gesteine eine ähnliche Genese ihres Glaukophanbestandes sehr wahrscheinlich, aber keineswegs erwiesen.

Die mannigfachen *Umwandlungs- und Zersetzungserscheinungen* der blauen Natronamphibole gehen teils pseudomorph, teils auch eleutheromorph vor sich. Sie bestehen in der Bildung von Chlorit, Albit oder Chlorit und Kalzit oder Chlorit und Biotit oder Chlorit und blaugrüner Hornblende oder auch blaugrüner Hornblende allein.

In *chemischer* Hinsicht sind die Ophiolithe als Glieder ein und derselben metamorphen Gesteinsprovinz zu betrachten, der ein *gabbroid-diabasisches bis essexitisch-diabasisches Stammmagma* zugrunde liegt.

Die Zeit der Ophiolithintrusionen und -extrusionen ist in das Karbon zu verlegen. Die Ophiolithe finden in der karbonischen bzw. silurisch-devonischen Grünsteinformation der deutschen Mittelgebirge ihr chemisches Analogon.

I. Analysen.

	Epidotchloritschiefer von Fionney	Epidotchloritschiefer von Plan de Louvie	Zoisitalbitamphibolit von Vingt-Huit	Zoisitglaukophanit von Vingt-Huit	Granatglaukophanit von Vingt-Huit	Granatglaukophanalbitschiefer von Vingt-Huit	Blaukophanführender Albitamphibolit von Vingt-Huit	Sericitglaukophanit von Vingt-Huit	Karbonatreiches „Epidotglaukophangestein“ von Lourtier	„Chloritepidotglaukophangestein“ v. Granges neuves	„Blaukophanepidotgestein von Lourtier	„Epidotglaukophangestein“ von Brussoney	Karbonatreicher Epidotchloritschiefer von Torrembey
1. Gewichtsprozente.													
No.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.
SiO_2	44.82	45.39	48.80	47.10	49.30	48.80	50.00	53.00	33.40	47.66	45.96	46.44	41.10
TiO_2	2.38	2.39	1.20	1.50	2.10	3.80	4.10	3.30	5 54	4.20	4.68	2.84	3.20
Al_2O_3	20.18	17.86	18.74	20.61	14 89	15.31	13.67	14.08	8.36	12.12	12 77	12.60	13.32
Fe_2O_3	3.47	7.54	1.28	1 58	2.88	3.12	4.08	3.04	7.82	5.12	6.00	6.78	3.04
FeO	4.04	3.64	7.70	7.06	12 46	8.79	8.71	10.58	7.37	7.90	8.14	5.18	6.55
MnO	—	0.06	—	—	—	Sp	—	—	—	—	—	—	—
CaO	10.82	7 86	8.68	10.60	4.90	6.05	5.20	2 03	13.99	7.55	5 99	11.52	9.40
MgO	7.84	5.26	6.44	2.67	5.25	4.14	4.38	5.45	7.84	6.06	4.87	4.42	6.65
Na_2O	2.03	3.23	2.03	2.56	4 18	3 08	5.02	4.55	1.98	4.57	6.06	2.91	4.21
K_2O	1.30	1.43	1 52	1.43	0.16	2 35	1.16	1.87	1.16	1.83	0.98	1.65	0.44
H_2O	3.61	5.15	2.70	1.75	2.10	2.20	1.63	1.35	3.50	3.31	3.49	1.94	2.55
CO_2	–		1.70	3.97	1.38	3.04	1.64	1.73	8.80	—	1.37	3.88	9.28
Σ	100.49	99.81	100.79	100.83	99.60	100.68	99.59	100.98	99.76	100.32	100.31	100.16	99.74
2. Molekularprozente.													
SiO_2	51.40	54.59	55.35	56.19	57.37	59.33	60.24	61.87	52.16	55.60	57.07	58.51	62.89
Al_2O_3	13.10	12.09	12.20	14.10	9.95	10.35	9.25	9.24	6.84	7.9	8.69	8.95	11 13
FeO	6.60	10.09	8.17	8.17	13.04	10.57	10.11	11.11	16.85	11.4	13.15	11.40	4.88
CaO	12.9	9.69	10.36	13.12	5.98	7.45	6.41	2.43	4.18	8.9	5.18	8.51	5.32
MgO	12.7	8.97	10.68	4.63	8.95	7.14	7.56	9.12	16.27	9.9	8.40	7.96	9.60
Na_2O	2.3	3.60	2.18	2.82	4.59	3.43	5.58	4.91	2.67	5.0	6.79	3.40	5.78
K_2O	1.0	1.05	1.07	1.06	0.12	1.73	0.85	1.32	1.03	1.3	0.72	1.27	0.40
Σ	100,0	100,00	100,00	100,00	100.00	100.00	100.00	100,00	100,00	100,0	100,0	100,0	100 00
3. Gruppen- und Projektionswerte nach Osann-Grubenmann.													
S	51.4	54.50	55.35	56.19	57.37	59.33	60.24	61.87	52.16	55.6	57.07	58.51	62.89
A	3.3	4.65	3.25	3.88	4.71	5.16	6.43	6.23	3.70	6.3	7.51	4.67	6.18
C	9.8	8.34	8 95	10.13	5.25	5.19	2.82	2.43	3 14	1.6	1.18	4.28	4.95
F	22.4	20.42	20.26	15.79	22.72	19.97	21.26	20.23	34.16	28.6	25.57	23.59	14.85
u	7.0	7.0	6.71	7.26	9.7	6.65	8.7	7.9	7.2	8.0	9.0	7.3	9.35
m	8.6	9.3	9.31	8.11	9.37	8.86	8.3	10.0	9.7	7.4	8.4	8.2	9.75
k	0.8	0 84	0.90	0 95	0.93	0.97	0.92	0.99	0.83	0.8	0.78	0.97	0.98
M	3.1	1.35	1 41	2.99	0.73	2.26	3.59	0.0	1.04	7.3	4 00	4.23	0.37
T	0.0	0,0	0.0	0.0	0,0	0 0	0.0	0.58	0.0	0.0	0,0	0,0	0.0
a	3.0	4.2	3.0	3.9	4.3	5.1	6.3	6.5	2.8	5.2	6.6	4.3	7.1
c	8.8	7.5	8.3	10.2	4.8	5.1	2.7	2.5	2.3	1.3	1.3	4.0	5 8
f	18.2	18.3	18.7	15.9	20.9	19.8	21.0	21.0	24.9	23.5	22 1	21.7	17.1
Analytiker	L. Hezner	T. Woyno	Fr. Hinden	Fr. Hinden	Fr. Hinden	Fr. Hinden	Fr. Hinden	Fr. Hinden	L. Hezner	L. Hezner	L. Hezner	T. Woyno	Fr. Hinden

II. Projektionswerte nach Osann.

	Epidotchloritschiefer von Fionn	Epidotchloritschiefer von Plan de Louvie	Zoisitalbitamphibolit von Vingt-Huit	Zoisitglaukophanit von Vingt-Huit	Granatglaukophanit von Vingt-Huit	Granatglaukophanalbitschiefer von Vingt-Huit	Glaukophanführender Albitamphibolit von Boussine	Sericitglaukophanit von Vingt-Huit	Karbonatreiches Epidotglaukophangestein von Lourtier	Chloritglaukophangestein von Granges neuves	Glaukophanepidotgestein von Lourtier	Epidotglaukophangestein von Brussoney	Karbonatreicher Epidotchloritschiefer von Torrembey
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.
S	16	17	17	17.5	18	19	19	20	16	17.5	18.5	18.5	20.0
Al	4	3.5	4	4.5	3	3	3	3	2	2.5	2.0	2.5	3.5
F	10	9.5	9	8	9	8	8	7	12	10	9.5	9.0	6.5
Al	13.5	13.5	14	13.5	14.5	14	12.5	15.5	14	10	12 0	12.0	15
C	13	11.0	12	12.5	8.5	9.5	8.5	4	8.5	11.5	7.0	11.5	7
Alk	3.5	5.5	4	4	7	6 5	9	10 5	7 5	8.5	11.0	6.5	8
Nk	7.0	7.0	6.7	7.3	9.7	6.7	8 7	7.9	7.2	8.0	9.0	7.3	9.3
MC	5.0	4.0	5.1	2.6	6	4.9	5.4	7.9	8.0	5.3	6.2	5.0	6.4

G. Literaturverzeichnis.[1])

1. E. Argand, Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. C. R. de l'acad. de sc. nat. Paris 1906.
2. E. Argand, L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. Dissertation Lausanne 1909.
3. E. Argand, Tectonique de la grande zone permo-huillère des Alpes occidentales. Eclogae géol. Helv., vol. XI, 1911, n° 6, p. 747.
4. E. Argand, Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. Proc. verb. de la Soc. vaud. de sc. nat., 17. V., 1911.
5. E. Argand, Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leur prolongements structuraux. Mat. cart. géol. Suisse, nouvelle série, XXXIe livr., 1911.
6. E. Argand, Phases de déformations des grands plis couchés de la zone pennique. Proc. verb. de la Soc. vaud. sc. nat., séance 21. II. 1912.
7. E. Argand, Encore sur les phases de déformation des plis couchés de la zone pennique. Proc. verb. de la Soc. vaud. sc. nat., séance 6. III. 1912.
8. E. Argand, Le rhytme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements. Proc. verb. Soc. vaud. sc. nat., séance 20. III. 1912.
9. E. Argand, Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv., vol. XIV, n° 1, 1916.
10. T. G. Bonney, On some schistose Greenstones an allied hornblendie schists from the Pennine Alps as illustrative of the effets of Pressure Metamorphism. Quart. Journ. geol. soc. London, vol. 49, 1893, pag. 94 bis 103.

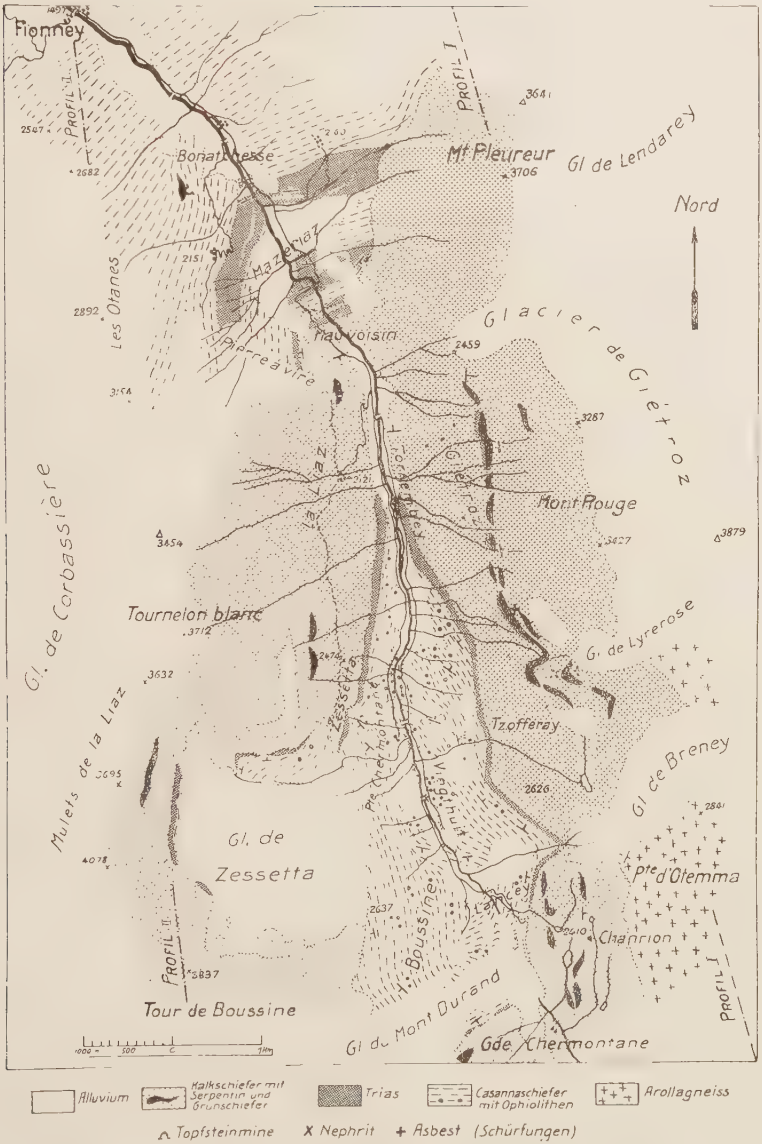
[1]) In diesem Literaturverzeichnis sind nur die Arbeiten angeführt, welche die regionale Geologie und Petrographie des Südwest-Wallis und der benachbarten Gebiete berücksichtigen. Die übrigen Literaturangaben sind jeweils als Fussnoten dem Text beigefügt.

11. L. Duparc et E. Ritter, Etude pétrographique des Schistes de Casanna du Valais. Arch. de sc. phys. et nat. 1896, pag. 2.
12. L. Duparc, Sur la classification pétrographique des Schistes de Casanna et des Alpes valaisannes. C. R. de l'acad. de Sc. nat. Paris, mai 1901.
13. H. Fehlmann, Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Bern, 1919.
14. H. Gerlach, Die penninischen Alpen. Neue Denkschriften der Schweiz. naturf. Ges., Bd. XXIII, 1869.
15. H. Gerlach, Das südwestliche Wallis. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, IX. Liefg., 1871.
16. U. Grubenmann, Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Rosenbusch-Festschrift 1906.
17. M. Lugeon et E. Argand, Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. Sc. Paris, 15 mai 1905.
18. Michel Lévy in A. Favre, Description géologique du Canton de Genève, 1879, I, pag. 264.
19. L. Milch, Über Glaukophan und Glaukophangesteine vom Elek-Dagh (nördl. Kleinasien) usw. N. J. f. M. Festband 1907, pag. 348—396.
20. V. Novarese, Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. Boll. Reg. Comit. geol. Roma, 1895.
21. H. Preiswerk, Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. 15, Heft 2, pag. 293—316, 1903.
22. H. Preiswerk, Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. I. Teil: die Grünschiefer usw. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXVI. Liefg., 1. Teil, Bern 1907.
23. H. B. Saussure, Voyages dans les Alpes. Neuchâtel, Imprimerie Louis Fauch-Borel, t. III, 1796.
24. H. Schardt, Coup d'œil sur la géologie et la Tectonique des Alpes. Soc. Murith s. Sc. nat. du Valais, t. XXXV, 1908.
25. C. Schmidt, Sammlung von Gesteinen der Schweizer-Alpen usw. Genf 1904.
26. C. Schmidt, Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer-Alpen. Ecl. geol. Helv., Bd. IX, 4, 1907.
27. A. Stella, Il problema tettonico dell'Osola et del Sempione. Boll. Soc. geol. ital., vol. XXIV, fasc. I, pag. 101—104. 1905.
28. A. Stella, Il problema geotettonico dell'Osola e del Sempione. Boll. R. Comit. geol. d'Italia, n° 1, 1905.
29. A. Stelzner, Über ein Glaukophan-Epidotgestein aus der Schweiz. N. J. f. M., Bd. I, pag. 208—211, 1883.
30. A. Strüher, Sulla gastaldite, novo minerale del gruppo dei bisilicati anidri. Atti R. sec. dei Lincei 1875 (2).
31. B. Studer, Geologie der Schweiz, Bd. I, 1851.
32. P. Termier, Etude sur la constitution géologique du massif de la Vauvise. Bull. carte geol. de France. Paris 1891.
33. P. Termier, Sur les roches de la série porphyrique dans les Alpes françaises. C. R. de l'acad. de sc., Paris 1893.
34. P. Termier, Sur le Permien du massif de la Vauvise. Bull. soc. géol. de France, Paris 1893.
35. P. Termier, Les schistes cristallines des Alpes occidentales. Paris 1903.
36. G. H. Williams, Glaukophangesteine von Norditalien. N. J. f. M., Bd. II, pag. 202—203, 1882.
37. T. J. Woyno, Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnestales (Wallis). N. J. f. M., Bd. XXXIII, pag. 136—207. 1908.

Manuskript eingegangen am 12. Juli 1923.

Curriculum vitae.

Ich, Hermann Johann Tschopp von Waldenburg (Baselland), wurde geboren in Basel am 3. Dezember 1895 als Sohn des Gärtners Johann Tschopp und der Lina geb. Hort. In Obersäckingen (Baden) besuchte ich die unteren Klassen der Volksschule und im Anschluss daran die zwei unteren Klassen der Höheren Bürgerschule in Säckingen. Hierauf trat ich in das humanistische Gymnasium in Einsiedeln ein, woselbst ich im Sommer 1914 das Maturitätsexamen bestand. Im darauffolgenden Herbst bezog ich die Universität Basel und widmete mich dem Studium der Naturwissenschaften. Im Frühjahr 1917 absolvierte ich das Mittellehrerexamen. Seitdem war ich Vollpraktikant am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel, woselbst ich unter Leitung der Herren Prof. C. Schmidt und H. Preiswerk die Untersuchungen ausführte, die in der vorliegenden Arbeit zusammengefasst sind.

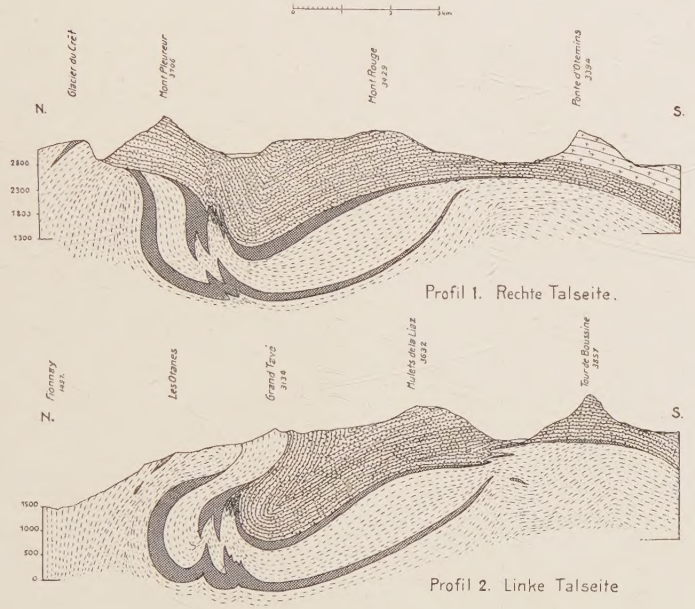


Geologische Karte des Obern Val de Bagnes.

Geologische Profile

beiderseits des

Oberen Val de Bagnes.



Legende :

- *Casannaschiefer von Mazériaz-Torrembey* — *Vorwiegend Albitgneise u. Gneisquarzite mit typischen Ophioliten: z. B. Pistacit- u. Crossitglaukophanite*
- *Casannaschiefer von Boussine* — *Vorwiegend Phyllite mit typischen Ophioliten: z. B. Zoisit-, Grunat-, Sericitglaukophanite und Zoisitalbitamphibolite*
- *Dolomite u. dolom. Kalke der Trias*
- *Kalkschiefer des Jura mit Einschluss der Serpentin- u. Grünschiefereinlagerungen*
- *Arollaserie der Dent Blanche-Decke*